



THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Présentée et soutenue par :

Olivier Driussi

le 18/12/2014

Titre :

**Evolution de la région Baléares (Méditerranée occidentale) du Néogène
à l'Actuel : aspects géodynamiques et paléo-environnementaux.**

École doctorale et discipline ou spécialité :

ED SDU2E : Sciences de la Terre et des Planètes Solides

Unité de recherche :

Géosciences Environnement Toulouse

Directeur(s) de Thèse :

Agnès Maillard-Lenoir et Anne Briaïs

Jury :

| | | |
|---------------------|--|------------|
| Christian Gorini | Professeur, Université Paris VI | Rapporteur |
| Jacques Deverchère | Professeur, Université de Bretagne occidentale | Rapporteur |
| Christian Blanpied | Géologue C.M. Total E&P | Examineur |
| Francisco J. Sierro | Professeur, Université de Salamanca, Espagne | Examineur |
| Francis Odonne | Professeur, Université de Toulouse III | Examineur |
| Philippe Olivier | Chargé de Recherche CRNS, Université de Toulouse III | Examineur |

Résumé :

Le domaine méditerranéen occidental est une zone complexe dont la configuration résulte de l'interaction entre des phénomènes orogéniques (collision continentale) et extensifs (retrait de plaque plongeante), dans le contexte de la convergence Afrique-Eurasie. Dans ce domaine, le Promontoire Baléares est une zone compressive appartenant à l'extrémité orientale des chaînes Bétiques, située à la jonction des trois principaux bassins : Liguro-Provençal, Algérien (océaniques) et Valence (rift avorté). La direction et l'âge de l'ouverture du bassin Algérien restent inconnus à ce jour et la structure du promontoire Baléares n'est pas contrainte et est, de fait, rarement prise en compte dans les modèles malgré sa position clé.

Le but de cette étude est de comprendre l'évolution Néogène de la région Baléares depuis l'ouverture des bassins, contemporaine des chevauchements bétiques, jusqu'à sa réactivation récente. Pour y parvenir, nous proposons d'examiner la structure des marges du Promontoire Baléares à l'aide de données de sismique réflexion ainsi que par des modélisations géophysiques, afin de quantifier les déformations anciennes et de comprendre la part de l'héritage du rifting et celle de la collision. Les marqueurs de la Crise de Salinité Messinienne (CSM) sont étudiés comme repères pour quantifier les déformations ultérieures, à savoir l'extension post-orogénèse et la compression récente.

Les résultats obtenus nous ont permis de proposer un nouveau schéma d'évolution géodynamique de la région et suggèrent la nature transformante des marges Baléares. Ainsi, nous proposons l'ouverture du bassin Algérien selon une direction NE-SO. Les marqueurs de la CSM, repères essentiels dans le domaine méditerranéen, sont définis pour la première fois sur l'ensemble du Promontoire et ont des implications importantes et nouvelles sur le scénario de la CSM. Nous montrons que les dépôts CSM dit profonds et ceux dit périphériques coexistent sur le promontoire Baléares et discutons la terminologie actuelle des dépôts de la crise. Les marqueurs CSM nous permettent de mettre en évidence une remobilisation récente du promontoire Baléares malgré sa faible sismicité générale. Cette remobilisation est majoritairement extensive bien que des indices compressifs soient mis en évidence dans la région d'Ibiza. Nous montrons l'existence d'une déformation continue tant dans l'espace que dans le temps au niveau du Promontoire Baléares.

Abstract:

The western Mediterranean is a complex area which results from the interaction between orogenic and extensional processes, within the framework of the convergence between Eurasia and Africa. The Balearic promontory is part of this region and is located to the junction of the three main basins: Liguro-Provençal, Algerian (oceanic) and the Valencia Trough (aborted rift). The age and opening direction of the Algerian basin are still unknown and the structure of the Balearic Promontory, poorly constrained, is rarely taken in account in geodynamics models, despite its key location.

The aim of this study is to understand the Neogene evolution of the Balearic region from the basins opening, contemporaneous of the Betic thrusts, until its recent reactivation. We use a large database of seismic reflexion profiles coupled to geophysics models to quantify the former structure in order to understand the respective influence of both the Valencia Trough rifting and the shortening linked to the Betics orogeny. The Messinian Salinity Crisis (MSC) markers, ubiquitous in this region, are used as reference to study the recent deformation: the post-orogenic extension and the recent shortening of the Balearic Promontory.

The results allow us to provide a new geodynamic scenario for the Western Mediterranean and suggest that the South Balearic Margin is segmented and partly a transform margin. Considering these results, we propose a NE-SW opening of the Algerian basin along these transform segments. The MSC markers are defined for the first time on the Balearic Promontory and have major implications on the MSC scenario. We show that the deep MSC deposits and the shallower one coexist on the Promontory and, thus, we discuss the actual terminology of the MSC deposits. The MSC deposits also point out a remobilization of the Balearic Promontory in spite of its poor general seismicity. This remobilization is mostly extensional but some shortening evidences are observed in the Ibiza region. We show that the recent deformation is continuous in time and in space along the Balearic Promontory.

Table des matières :

| | |
|---|-----|
| Résumé :..... | I |
| Abstract:..... | II |
| Table des matières : | III |
| Tables des figures : | IX |
| Introduction :..... | 1 |
| Le Promontoire Baléares : | 1 |
| La formation de la région ouest méditerranéenne : une cinématique complexe et discutée : | 2 |
| L'évolution récente et la crise de salinité messinienne..... | 4 |
| Plan du manuscrit :..... | 6 |
| Chapitre I : Le Promontoire Baléares dans le contexte méditerranéen occidental : | 8 |
| I.1. La Méditerranée occidentale et son évolution :..... | 8 |
| I.1.1. Présentation de la Méditerranée occidentale : | 9 |
| I.1.2. Evolution géodynamique du bassin Méditerranéen occidental : | 16 |
| I.1.3. Les moteurs de l'ouverture : | 22 |
| I.1.4. Les différents modèles géodynamiques :..... | 27 |
| I.2. Le promontoire Baléares : | 33 |
| I.2.1. Morphologie du Promontoire : | 33 |

Table des matières

| | |
|---|----|
| I.2.2. Les unités stratigraphiques : | 43 |
| I.2.3. La Crise de Salinité Messinienne : | 49 |
| I.2.4. Stratigraphie du Plio-Quaternaire : | 55 |
| I.2.5. Evolution géologique : | 56 |
| I.2.6. Réactivation du promontoire Baléares : | 57 |
| I.3. Résumé et problématiques: | 63 |
| Chapitre II : Données et méthodes : | 66 |
| II.1. La sismique réflexion : | 66 |
| II.1.1. Les campagnes sismiques..... | 68 |
| II.2. Traitement des données : | 70 |
| II.2.1. Segysation : | 71 |
| II.2.2. Forages : | 74 |
| II.3. Faciès Sismiques | 76 |
| II.3.5. Bassin de Valence : | 82 |
| II.3.6. Promontoire Baléares : | 83 |
| II.3.7. Bloc Sud-Minorque | 84 |
| II.3.8. Bassin Algérien : | 85 |
| II.4. Données géophysiques et méthodologie de la modélisation : | 86 |
| II.4.1. Données de gravimétrie : | 86 |
| II.4.2. Magnétisme : | 87 |

Table des matières

| | |
|---|-----|
| II.4.3. Modélisation gravimétrique : | 89 |
| Chapitre III : Structuration ante-messinienne de la région Baléares : | 94 |
| III.1. Introduction:..... | 94 |
| III.2. Le Promontoire Baléares : | 94 |
| III.3. Structure générale de la marge nord Baléares: | 96 |
| III.3.1. La marge nord d'Ibiza : | 97 |
| III.3.2. La marge nord de Majorque : | 105 |
| III.3.3. La marge nord de Minorque : | 114 |
| III.3.4. Structure crustale du bassin de Valence : | 118 |
| III.4. Discussion sur l'évolution de la marge nord Baléares et ses implications: | 123 |
| III.4.1. La phase de rifting à l'origine du bassin de Valence : | 124 |
| III.4.2. La phase de compression bétiques:..... | 126 |
| III.4.3 La phase post-orogénique Baléares : | 128 |
| III.4.4. Résumé : | 131 |
| III.5. Article 1 : Evidences d'un mouvement transformant le long de la Marge Sud-Baléares et implications pour la cinématique d'ouverture du Bassin Algérien (Driussi et al., 2014) : | 132 |
| III.5.1. Introduction:..... | 137 |
| III.5.2. Regional geological and geodynamical settings | 141 |
| III.5.3. Datasets and methods:..... | 144 |
| III.5.4. Results:..... | 147 |

Table des matières

| | |
|---|-----|
| III.5.5. Discussion | 162 |
| III.2.6. Conclusion | 168 |
| Chapitre IV : Le Promontoire Baléares pendant la crise de salinité messinienne: | 170 |
| IV.1.Problématique : | 170 |
| IV.2. Article 2 : Les dépôts liés à la crise messinienne sur le Promontoire Baléares (Driussi et al., 2014) | 172 |
| IV.2.1. Introduction..... | 174 |
| IV.2.2. Physiography and geological setting of the Balearic Promontory: | 176 |
| IV.2.3. Setting of the Messinian Salinity Crisis..... | 177 |
| IV.2.4. Data and methodology..... | 181 |
| IV.2.5. Results: | 183 |
| IV.2.6. Discussion:..... | 191 |
| IV.2.7. Conclusion: | 199 |
| IV.3. Article 3 : Les dépôts liés à la crise dans la dépression centrale de Majorque et le bassin de Palma (Maillard, Driussi et al., 2014):..... | 201 |
| IV.3.1.Introduction : | 205 |
| IV.3.2. Geological and geographical setting of the Balearic Promontory:..... | 207 |
| IV.3.3.Messinian Salinity Crisis setting | 210 |
| IV.3.4.Dataset and methodology | 214 |
| IV.3.5.Results..... | 214 |
| IV.3.6. Interpretation of the MSC units. | 223 |

Table des matières

| | |
|--|-----|
| IV.3.7.Discussion..... | 227 |
| IV.3.8.Conclusion and implications..... | 235 |
| IV.4.: Les marqueurs messiniens sur le Promontoire Baléares : des résultats importants pour la compréhension de la crise , et des perspectives : | 237 |
| Chapitre V: Evolution post-messinienne de la région Baléares : | 239 |
| V.1. Problématique : | 239 |
| V.2. Les dépôts post-CSM dans la région Baléares:..... | 240 |
| V.3. Observations en sismique réflexion des déformations syn- à post-crise de salinité Messinienne : | 244 |
| V.3.1. Le bloc sud Minorque: | 244 |
| V.3.2. La marge nord Baléares : | 247 |
| V.3.3. Le Bloc de Majorque..... | 249 |
| V.3.4. La région d'Ibiza et la plateforme d'Alicante : | 256 |
| V.4. Synthèse des déformations récentes affectant le promontoire Baléares : | 265 |
| V.4.1. Plusieurs phases : | 265 |
| V.4.2. Distribution de la déformation : | 268 |
| V.5. Résumé : | 271 |
| VI. Conclusions Générales et Perspectives : | 273 |
| VI.1.Structure et évolution du Promontoire Baléares:..... | 273 |
| VI.2. Apports sur la Crise de Salinité Messinienne : | 276 |
| VI.3.Perspectives : | 277 |

Table des matières

| | |
|---|-----|
| VI.3.1. Sur la cinématique de la Méditerranée occidentale : | 277 |
| VI.3.2. Sur la structure et l'évolution du promontoire Baléares : | 277 |
| VI.3.3. Sur la Crise de Salinité Messinienne : | 279 |
| References | 283 |

Tables des figures :

| | |
|--|----|
| Figure 0. 1 : Carte bathymétrique du domaine méditerranéen occidental. Le rectangle noir montre la zone d'étude. GK : Grande Kabylie ; PK : Petite Kabylie. | 1 |
| Figure 0. 2 : Exemples de modèles géodynamiques expliquant l'ouverture des bassins de la Méditerranée occidentale. A. Modèle d'ouverture en NO-SE, Facenna et al. (2004) ; Modèle d'ouverture E-O, Mattauer, (2007). | 3 |
| Figure I. 1 : Carte bathymétrique de la Méditerranée occidentale. Les principaux bassins et chaînes sont nommés. PK : Petite Kabylie; GK : Grande Kabylie. | 8 |
| Figure I. 2 : Schéma structural du bassin Méditerranéen. Les principaux bassins y sont présentés en terme de nature crustale. Les principaux accidents des segments orogéniques sont localisées ainsi que les directions de déformations connues par les données de terrain (Jolivet et al., 2008). | 10 |
| Figure I. 3: schéma structural de la méditerranée occidentale d'après Bouillin, (2012). Les zones rouges correspondent aux zones internes des segments. Les zones en bleu aux zones externes des maghrébides. En mauve, aux zones externes des Bétiques. Les zones en vert correspondent aux flyschs. | 11 |
| Figure I. 4: Synthèse des modèles de vitesse de convergence pour le domaine Méditerranéen d'après Nocquet et Calais, 2004. | 13 |
| Figure I. 5: Mécanismes au foyer et carte de sismicité de la région ouest méditerranéenne (Serpeltonni et al., 2007) | 14 |
| Figure I. 6: Modèles et coupes tomographiques réalisées en Méditerranée d'après Wortel et Spakman (2004)..... | 15 |
| Figure I. 7: Données tomographiques montrant la présence d'un corps froid sous l'arc de Gibraltar. Ce corps est interprété comme les vestiges du slab téthysien (Wortel et Spakman, 2004, Gutscher et al. 2010)..... | 16 |
| Figure I. 8: Schéma de la Méditerranée à la transition Eo-Oligocène (Jolivet et al. 2006)... | 17 |

Table des figures

| | |
|--|----|
| Figure I. 9: Schéma structural de la Méditerranée occidentale à la fin de l'Oligocène (Tapponnier, 1977) | 18 |
| Figure I. 10: La Méditerranée occidentale au Miocène inférieur. (Rosenbaum et al., 2002) 19 | |
| Figure I. 11: La méditerranée occidental au Miocène moyen. (Rosenbaum et al., 2002) | 20 |
| Figure I. 12: Schéma de la Méditerranée au Miocène supérieur (Rosenbaum et al., 2002) .. | 21 |
| Figure I. 13: Schéma de la Méditerranée à la limite Pliocène-Pléistocène (Rosenbaum et al., 2002)..... | 22 |
| Figure I. 14: Le modèle par poinçonnement (Tapponnier 1977)..... | 23 |
| Figure I. 15: Le modèle de délamination lithosphérique appliqué à la zone Alboran (Platt et Vissers, 1989) | 24 |
| Figure I. 16: Le modèle de « Slab Rollback » proposé par Lonergan et White (1997)..... | 25 |
| Figure I. 17: Données de tomographie montrant la présence d'un corps froid sous l'Italie, interprété comme les vestiges du slab téthysien. En A, les données montrent une déchirure du slab dans sa partie supérieure. Dans les deux cas, on remarque que le slab a atteint la limite des 670km et a tendance à s'horizontaliser (Spakman et Wortel, 2004). | 26 |
| Figure I. 18: Différentes zones de subduction sujettes au recul de la fosse et montrant des déformations transformantes et des rotations sur les bordures de la fosse (Govers et Wortel, 2005). Ce type de déformation appelé STEP (Subduction Transform Edge Propagator) est observé sur le bassin nord-Fidjien (a), la Méditerranée dans son ensemble (b), la fosse des Petites Antilles (c), la fosse de Sulawesi (d) et la fosse sud Sandwich (e)..... | 27 |
| Figure I. 19: Carte bathymétrique du promontoire Baléares (Acosta et al., 2001a). ST : Sierra Tramuntana ; CR : Central Ranges ; SL : Sierra Llevant. TH : Haut de Tabarca ; TV : Hemi-graben de Torre Vieja ; CH : haut de Cogedor ; XS : Mont Xabia ; EB : Bassin d'Elche ; EH : Haut d'Elche ; EBS : Mont Emile Baudot ; DCM : Dépression Centrale de Majorque ; BFS : Bassin de Formentera Sud. | 33 |

Table des figures

| | |
|---|----|
| Figure I. 20: Carte bathymétrique du chenal d'Ibiza (Maillard et Mauffret, 2013). Le détail du mont Xabia en haute résolution est d'après Acosta et al. (2002) | 36 |
| Figure I. 21: Détail de la marge nord Baléares et du bassin de Valence (Acosta et al., 2001a). | 37 |
| Figure I. 22: Détail en sismique réflexion du replat au pied de la marge nord Baléares dans la région de Majorque (Maillard et al., 1992). La localisation des profils est indiquée sur la figure I.19. | 38 |
| Figure I. 23: Profils de sismique réflexion montrant les chevauchements Bétique au pied de la marge nord Baléares (Maillard et al., 1992). La localisation des profils est indiquée sur la figure I.19. | 39 |
| Figure I. 24: Détail de la marge sud Baléares et du promontoire Baléares (Acosta et al. 2001a). | 39 |
| Figure I. 25: Bathymétrie haute résolution de la partie central du bloc sud Minorque d'après Acosta et al. (2002). Les trait blanc pointillés marquent le trajet du canyon de Minorque. Les trait noirs pleins matérialisent le horst de Minorque. IC : zone de division du canyon ; MC : canyon de Minorque ; V : volcan | 40 |
| Figure I. 26: Bathymétrie haute résolution et schéma associé de la zone d'Emile Baudot d'après Acosta et al. (2002). | 42 |
| Figure I. 27: Bathymetrie haute résolution de l'escarpement de Mazarron d'après Acosta et al. (2013). En médaillon, le détail du glissement de Mazarron dans la partie centrale de l'escarpement (b) et de l'extrémité de l'escarpement (c). | 43 |
| Figure I. 28: Synthèse stratigraphique des unités Tertiaire du bassin de Valence (Clavell et Berastegui, 1991). | 45 |
| Figure I. 29: Colonne stratigraphique des puits de Muchamiel et de Calpe sur la plateforme d'Alicante montrant la nature sédimentologique des différentes unités du promontoire Baléares (Lanaja et al., 1987). | 46 |

Table des figures

| | |
|--|----|
| Figure I. 30: Synthèse stratigraphique des unités du bassin de Palma (en haut, à gauche) et des sierras de Majorque d'après Sabat et al. (2011). | 47 |
| Figure I. 31: Carte géologique de l'île d'Ibiza et les différents log stratigraphiques correspondant aux unités de l'île, d'après Fourcade et al. (1982). | 48 |
| Figure I. 32: Carte de synthèse des dépôts messiniens dans le bassin méditerranéen (Rouchy et Caruso, 2006). | 49 |
| Figure I. 33: Schéma du scénario de la crise de salinité messinienne d'après le CIESM, 2008. | 51 |
| Figure I. 34: Coupe illustrant la géométrie des unités méssiniennes depuis les bassins périphériques aux bassins profonds modifié d'après Lofi et al., 2011. | 53 |
| Figure I. 35: Détail du profil IFP/CNEXO montrant l'unité Plio-Quaternaire à l'est de Minorque corrélé site 372 du leg DSDP 42 (Hsü et al., 1978). | 55 |
| Figure I. 36: Mécanismes au foyer le long de la zone de cisaillement trans-Alboran et sur la plateforme d'Alicante. Le séisme de Lorca est positionné sur l'accident ainsi que sa magnitude d'après Maillard et Mauffret, 2013. B. carte des régime tectonique de la zone Bétiques-Alboran d'après Serpelloni et al. (2007). | 58 |
| Figure I. 37: Sismicité enregistrée sur le promontoire entre 2010 et 2013 via le réseau sismique XGAIB dont 8 stations sont présentes sur les îles Baléares (Sanchez-Alzola et al., 2014). | 59 |
| Figure I. 38: carte bathymétrique haute résolution de la région nord de la dépression centrale de Majorque. A. Profil haute résolution au pied de la pente d'Ibiza montrant un réseau dense de failles verticale affectant le Pliocène. B. Profil traversant le chenal de Majorque. Modifié d'après Acosta et al., 2004a. | 60 |
| Figure I. 39: Détail des deux monts majeurs du chenal d'Ibiza. A gauche, le Xabia Seamount situé au centre du chenal et formant une structure lenticulaire d'axe E-O et différents glissement de terrain affectant la pente continentale d'Ibiza (Lastras et al., 2004). A droite, le Split Seamount situé au sud du chenal, à la limite du bassin de San Pedro (Acosta et al., 2002). | 61 |

Table des figures

| | |
|--|----|
| Figure I. 40: Carte bathymétrique de la plateforme d'Alicante et de la partie sud du chenal d'Ibiza (Acosta et al. 2013). | 63 |
| Figure II. 1: Plan de position de l'ensemble des données sismiques traitées. A. détail du plan de position des campagnes de haute résolution CARBMED et SIMBAD. | 70 |
| Figure II. 2: Principe de segysation. | 71 |
| Figure II. 3: Synthèse du processus de segysation d'après Farràn (2008). | 74 |
| Figure II. 4: Plan de position des différents forages industriels et académiques utilisés. | 76 |
| Figure II. 5: Schéma des relations possibles entre les réflexions sismiques et les séquences d'après Mitchum et Vail, 1977. | 76 |
| Figure II. 6 : Faciès de la séquence post-CSM. BR : Basse Résolution ; HR : Haute Résolution. | 78 |
| Figure II. 7 : Faciès de la séquence CSM ; BR : Basse Résolution ; HR : Haute Résolution | 79 |
| Figure II. 8 : Faciès de la séquence pré-CSM ; BR : Basse Résolution ; HR : Haute Résolution. | 80 |
| Figure II. 9 : Faciès du socle acoustique ; BR : Basse Résolution ; HR : Haute Résolution. | 81 |
| Figure II. 10: Le puit industriel IbizaMarino-404 calé sur un profil de sismique réflexion SIMBAD BA-22-1. | 82 |
| Figure II. 11: Calage du puit industriel Calpe-334 sur le profil de sismique réflexion SIMBAD BA-26. | 83 |
| Figure II. 12: Calage du puit IODP 975 sur le profil BAL84-9 modifié d'après Comas et al., 1996. | 84 |
| Figure II. 13: Calage du puit DSDP 372 sur le profil IFP-CNEXO modifié d'après Hsü et al. 1978. | 85 |

Table des figures

| | |
|---|-----|
| Figure II. 14: détail de la carte d'anomalies à l'air libre sur la région d'étude (modifié d'après Bonvalot et al. 2012)..... | 87 |
| Figure II. 15: Assemblages des plans de vols des levés aéromagnétiques (Galdeano et Rossignol, 1977)..... | 88 |
| Figure II. 16: Carte des anomalies magnétiques calculées à partir des données de Galdeano et Rossignol, (1977) grâce au logiciel GMT (Wessel et Smith, 1991)..... | 89 |
| Figure III. 1: Carte des profondeurs de socle et des principales structures morphologiques de la région nord et centre Baléares (Bassin de Valence : Maillard, 1993 ; structures à terre : Bartrina et al., 1992 ; Roca et Guimera, 1992 ; Promontoire Baléares : cette étude)..... | 95 |
| Figure III. 2: détail de la carte des profondeurs du socle au niveau du chenal d'Ibiza et de la marge nord d'Ibiza présentant les structures observées en sismique réflexion. En noir : volcans. En traits noirs: failles (à terre: Bartrina et al., 1992, Maillard et al., 1992)..... | 97 |
| Figure III. 3: Profil sismique réflexion Map86 situé dans le chenal d'Ibiza central au niveau de l'extrémité est du haut d'Elche. Exagération verticale = 4. XS : Mont Xabia ; CI : Chenal d'Ibiza..... | 98 |
| Figure III. 4: Profil sismique réflexion Valsis2-818 localisé sur la marge nord Ibiza. Exagération verticale = 2..... | 99 |
| Figure III. 5: Profil sismique réflexion Meds77-4 transversal au bombement de la marge nord d'Ibiza. Exagération verticale = 3. XS : Mont Xabia ; CI : Chenal d'Ibiza..... | 101 |
| Figure III. 6: Profil Map77-76 situé sur la bordure est du bombement de la marge d'Ibiza. Exagération verticale = 5 ; XS : Mont Xabia ; CI : Chenal d'Ibiza. | 102 |
| Figure III. 7: section gravimétrique AA' transversale au bassin de Valence au niveau de la marge nord Ibiza le long des profils Ray23 et Meds77-30 localisés sur l'anomalie à l'air libre. La courbe verte correspond à un modèle où la densité de la croûte continentale est constante dans le bassin de Valence et correspond à de la croûte supérieure | 103 |
| Figure III. 8 : détail de la carte de socle au niveau du chenal de Majorque et de la marge nord Majorque. En noir : les volcans. En traits noirs: les failles (à terre d'après: Bartrina et al., | |

Table des figures

1992, Roca et Guimera, 1992, Bassin de Valence : Maillard, 1993). En tirets: zones de transfert Valence-Baléares (Maillard et al. 1999). 105

Figure III. 9: Profil de sismique réflexion Valsis2-805 à travers la marge nord Majorque et montrant la partie nord de la Dépression Centrale de Majorque. Exagération verticale = 4. CM : Chenal de Majorque ; DCM : Dépression Centrale de Majorque 107

Figure III. 10: Profil sismique réflexion Map77-72 situé sur la bordure ouest du chenal de Majorque. Exagération verticale = 2. CM : Chenal de Majorque ; DCM : Dépression Centrale de Majorque 108

Figure III. 11: Profil sismique réflexion Valsis2-821 situé sur la bordure est du replat de la marge de Majorque. Exagération verticale = 3.5. CM : Chenal de Majorque ; DCM : Dépression Centrale de Majorque. 110

Figure III. 12: Profil sismique réflexion Map77-62 situé sur le replat de la marge nord Majorque. Exagération verticale = 2. CM = chenal de Majorque; DCM = dépression centrale de Majorque. CM : Chenal de Majorque ; DCM : Dépression Centrale de Majorque. 111

Figure III. 13 : section gravimétrique BB' transversale au bassin de Valence au niveau de la marge nord Majorque le long du profil sismique Valsis 815 localisé sur l'anomalie à l'air libre. La courbe verte correspond à un modèle où la croûte continentale inférieure est de même densité que la croûte continentale supérieure. 112

Figure III. 14: Détail de la carte de socle au niveau du bloc de Minorque et de l'extrémité est du bassin de Valence 114

Figure III. 15: Profil de sismique réflexion Map77-38 situé sur la bordure ouest du bloc de Minorque. Exagération verticale = 3 115

Figure III. 16: Profil de sismique réflexion Map77-34 situé sur la bordure est du bloc de Minorque. Exagération verticale = 3. PFM : Plateforme de Minorque. 116

Figure III. 17: Section gravimétrique CC'' transversale au bassin de Valence au niveau de la marge nord Minorque le long du profil Map77-34, localisé sur l'anomalie à l'air libre. La courbe bleue correspond à un modèle construit avec de la croûte océanique à la place de croûte

Table des figures

transitionnelle. La courbe verte correspond à un modèle avec uniquement une croûte continentale..... 117

Figure III. 18: Carte gravimétrique de la région oues-Méditerranée. La limite des anomalies supérieures à 20 nT est marquée par les zones à poix. Zoom1 : détail du bassin de Valence ; zoom2 : détail du chenal de Majorque et des deux bombements de la marge nord Baléares. Etoiles bleues : Données de Banda et al. (1980) ; Etoiles rouges : ESP, Pascal et al. (1992) ; Torné et al. (1992). Etoiles vertes, forages DSDP (Hsü et al., 1973, 1978 ; Comàs et al., 1996). 119

Figure III. 19: section gravimétrique DD' longitudinale au bassin de Valence le long des profils Meds77-4 et Meds77-5 localisés sur la carte de l'anomalie à l'air libre. La courbe verte correspond à un modèle où la croûte transitionnelle est remplacée par de la croûte continentale 121

Figure III. 20: Synthèse des structures observées dans la région nord Baléares. Les lignes pointillées noires correspondent aux zones de transfert décrites par Maillard et al., 1999. Les structures de la marge Catalane sont d'après Roca et Guimera (1992), Maillard et al. (1992), Maillard, (1993) et Maillard et al. (1999). 123

Figure III. 21: Profils Maps77-62 (A) et Maps77-72 (B) montrant les différences morphologiques et structurales des marges d'Ibiza (B) et de Majorque (A). Exagération verticale = 4 125

Figure III. 22: Profil sismique réflexion Meds77-28 montrant l'influence des chevauchements bétiques sur la structure et la morphologie de la marge nord d'Ibiza. Exagération verticale = 3.5. XS : Mont Xabia ; CI : Chenal d'Ibiza..... 128

Figure III. 23: Profil de sismique réflexion Map77-86 (1) situé au niveau du mont sous-marin Xabia et montrant la réactivation en faille normale d'anciennes structures compressives. Exagération verticale = 3. XS : Mont Xabia ; CI : Chenal d'Ibiza..... 130

Figure III. 24: Bathymetric map of the Balearic area and major geological features of the basins and surrounding thrust belts. Black shapes are volcanic areas (from Maillard et al., 1992). Arrows show paleomagnetic rotations (from Parès et al., 1992; Rehault et al., 1984 and Gattacceca et al., 2007). Thick black line is ocean-continent boundary and thin black line is

Table des figures

continent-transition crust boundary (both from Mauffret et al., 1995 and Mascle et al., 2012). Blue, red and black dots are Late Miocene, Middle Miocene and Oligocene-early Miocene volcanics, respectively (from Rosenbaum et al., 2002 and Carminati et al., 2012). Orange solid line marks the extension of the Messinian halite, and orange dashed line that of the diapirs (from Lofi et al., 2011). TR: Tramuntana ranges; LR: Llevant ranges; CR: Central ranges; TV: Torre Vieja half-graben; SP: San Pedro Basin; SMB: South Menorca Block; CFZ: Crevillente Fault Zone; EBE: Emile Baudot Escarpement; NBFZ: North Balearic Fault (from Gueguen et al., 1998); IC: Ibiza Channel; CMD: Central Mallorca Depression. IZ: Internal Zone; EZ: External Zone; GK: Grande Kabylie; PK: Petite Kabylie. 138

Figure III. 25: : Illustrations of the two main types of models proposed for the opening of the Western Mediterranean Basin. A. General NW-SE opening (Zeck et al., 1999). B. Westward opening of the Algerian basin (Mattaue, 2007). 140

Figure III. 26: A. Free-air gravity anomalies (from Bonvalot et al., 2012), showing crustal data. Black lines: ESCI profiles (Gallart et al. 1994; Vidal et al., 1998), Meteor Profiles (Huebscher et al. 2010), and Spiral Profile (black stars on-shore, Lepretre et al. 2012). Blue stars: Banda et al. (1980) Red lines: gravity models from this study. Yellow lines: seismic profiles. B. Magnetic anomalies (from Galdeano and Rossignol, 1977). Contours show magnetic values higher than 20 nT. The two white boxes highlight two gaps between the different aeromagnetic surveys and thus anomalies interpolated from scarcer data points). The green line represents the boundary between continental and transitional crusts and the yellow one, the boundary between transitional crust and oceanic crust. C. P Position map of the seismic lines used for this study. 146

Figure III. 27: Structural map of the Western Mediterranean area. A: Depth to basement map from the Alboran Sea to the Sardinian margin. The basement faults, the depth-to-basement and the Messinian halite boundary are interpreted from the seismic database presented on the lower right corner (B). The thin dashed lines underline the transfer zones from Maillard et al. (1992). The green and yellow lines are continent-transition crust boundary and transition-ocean crust boundary, respectively. Pink lines are magnetic anomaly highs (from Fig. 3). The dashed yellow lines representing the oceanic crust boundary are modified from Medaouri et al. 2014 near the Alboran Basin and from Gueguen et al. 1998, Bache et al. 2010 for the Liguro-Provençal basin. The onland geological units are modified from Bartrina et al. (1992), Roca et al. (1992), Maillard and Mauffret (2013) for the Iberian margin; the African margin is modified

from Frizzon de Lamotte et al. (2009). GK: Grande Kabylie. PK: Petite Kabylie. HR: Hannibal Ridge. HMZ: Hamilcar magnetic zone. NBFZ: North Balearic Fracture Zone. EBE: Emile Baudot Escarpment. ME: Mazarron Escarpment. OE: Oran Escarpment. IC: Ibiza Channel. MC: Mallorca Channel. CMD: Central Mallorca Depression. C and D: Enlargements of A showing the Ibiza Channel and Mallorca/Menorca structures. 149

Figure III. 28: Illustrations of the Mazarron Escarpment and Ibiza Channel. Y-Y': Line drawing of the NNW-SSE Map77-148 profile crossing Mazarron Escarpment. Z-Z': Line drawing of the NNW-SSE Map77-142 profile crossing the Ibiza Channel. Vertical exaggeration = 4.2. Location of the profiles and detail of the depth-to-basement map are shown in lower left corner. Zoom 1 shows the seismic expression of the Mazarron Escarpment. Zoom 2 displays recent deformation in the Torre-Vieja graben, Zoom 3 illustrates ante-MSC extensional tectonics. 151

Figure III. 29: Gravity models along seismic profiles located on free-air gravity anomaly map. A-A': Model along Map77-148 profile across the Mazzaron Scarp. B-B': Model along Ray23, Meds77-30 and Sonatrach77-15 profiles across the Ibiza Channel. C-C': Model along Valsis805, Map77-132, Meds26 and Sonatrach77-20 profiles across the Mallorca Central Depression and the Emile Baudot Escarpment. Green line: Model considering continental crust in the Algerian Basin, showing a larger misfit. 152

Figure III. 30: Illustrations of the lateral evolution of the Emile Baudot Escarpment (EBE). X-X': Line drawing of the N-S Sonatrach77-19 profile crossing the western end of the EBE. W-W': Line drawing of the NW-SE Map77-132 profile crossing the middle of the EBE. V-V': Line drawing of the NW-SE Map77-122 profile crossing the eastern end of the EBE. Vertical exaggeration = 4.2. Location of the profiles and detail of the depth-to-basement map are shown in right corner. Zoom 1 illustrates the recent reactivation on the South Minorca Block (SMB), Zoom 2 shows the closure of the southern part of the Central Mallorca Depression (CMD) on the EBE. 155

Figure III. 31: Illustrations of the South Menorca Block (SMB). U-U': Line drawing of the NE-SW Map77-117 profile crossing the South Menorca Block. T-T': Line drawing of the NW-SE Map77-118 profile crossing the South Menorca Block. Vertical exaggeration = 4.2. Position of the profiles and detail of the depth-to-basement map are on the upper right corner. Zoom 1

and 2 illustrate local tilted blocks; zoom 1 shows a clear ante-MSC activity that might be as old as Oligo-Miocene; zoom 2 displays important Plio-Pleistocene tilting. 157

Figure III. 32: Gravity models along seismic profiles located on free-air gravity anomaly map. D-D': Model along Sonatrach77-23 profile across the South Menorca Block. E-E': Model along Map77-109 profile across the South Menorca Block. F-F': ENE-Model along Sonatrach77-22 and 23 profiles across the South Menorca Block. Green line: Model considering continental crust in the Algerian Basin, showing a larger misfit. 158

Figure III. 33: Gravity models along seismic profiles located on free-air gravity anomaly map. G-G': Model along Sonatrach77-36 profile across the Algerian Basin. Green line: Model considering continental crust in the Algerian Basin, showing a larger misfit. 160

Figure III. 34: Sketches depicting the main features of the proposed geodynamic model, shown on magnetic anomaly map. White lines are limits of the oceanic crust (from Fig. 3). NBFZ: North Balearic Fracture Zone, GK: Grande Kabylie. PK: Petite Kabylie, ME: Mazarron Escarpment, EBE: Emile Baudot Escarpment, OE: Oran Escarpment, AL: Alboran Domain, Co: Corsica, Sa: Sardinia, Ca: Calabria, Pe: Peloritani. EAC: Eastern Algerian Corridors, WAC: Western Algerian Corridor. A: Reconstruction of Western Mediterranean area before the main opening of the Algerian Basin, at around 19Ma, during the opening of the Liguro-Provençal Basin. Oceanic opening occurs in a SSE-NNW direction parallel to the NBFZ. A small oceanic domain was probably forming just south of the NBFZ during a first southward motion of the GK. B: Present-day situation, after opening of the Algerian Basin in a ENE-WSW direction in two main corridors. Upper left corner shows seismic tomography section across northern Africa marked by thin black line (from Wortel and Spakman, 2004). 163

Figure IV. 1: Coupe transversale synthétisant les différentes sous-unités Messiniennes et leur relation géométrique, Lofi et al. (2011) 170

Figure IV. 2: Bathymetric map after Brossolo and Mascle, 2008, showing location of the study area. The seismic profiles used in this study are shown as well as the location of lines aa', bb' and cc' (Fig. IV.4). The thick black lines show the location of the following figures. Red line represents the limit of the MSC deposits. No MSC deposits exist on the shelves of the Balearic Islands. Yellow line represents the limit of the salt (MU). Seafloor volcanic mounts are shown as grey-shaded areas. 176

Table des figures

Figure IV. 3: Synthetic line drawings of multichannel seismic profiles crossing the Balearic Promontory showing the general architecture of the area. aa': Section crossing the South Menorca Block, a marked continental indentation in the surrounding Algerian Basin, covered by the UU of the deep basin. The MSC unit is not present on the Menorca-Mallorca shelf. bb': Section crossing the Mallorca Channel, where the MSC unit exists in the Central Depression but also all around in the Mallorca sub-basin, disconnected from the deep basin by the steep Emile Baudot Escarpment. cc': Section crossing the Ibiza Channel, where the MSC unit extends nearly continuously from the Valencia Basin to the Algerian Basin. 178

Figure IV. 4: Schematic cross-sections of the Western Mediterranean basin illustrating the geometry of the MSC markers (units and erosional surfaces) from the peripheral basins to the deep basin. Intermediate basins are located at various depths between the peripheral basins and the deep basin, either connected or disconnected from the deep basin (in the case of the Valencia Basin or the Balearic sub-basins, respectively). The Balearic basin deposits are referred to here as the MSC unit because it remains unclear whether they are related to the peripheral evaporites or the deep basin evaporites (UU). a: conceptual model (modified after Lofi et al., 2011a). b: different interpretations of the erosion surfaces bracketing the MSC unit of the Balearic Promontory if: b1: the MSC unit corresponds to the PLG; b2: the MSC unit corresponds to the UU of the Valencia Basin; b3: the MSC unit corresponds both to the PLG and the deep evaporites..... 180

Figure IV. 5: Map showing present-day extent of the MSC units in the study area. The MSC unit of the Balearic Promontory is shown in blue. The MSC units of the deep basin are displayed in green (UU) and yellow (MU). Extent of the Margin Erosion Surface (MES) is shown in red. The isobaths show the depth to the base of the Pliocene-Quaternary unit (P-Q unit), corresponding either to the top of the MSC units, or to the top of the pre-MSC units when no Messinian is present. The distribution of these isobaths represents the location of the MSC-related basins at different depths. 182

Figure IV. 6: Thickness (in metres) of the MSC units in the study area. The average velocity used to calculate the thickness of the MSC unit is 3400 m/s (Maillard et al., 1992; Pascal et al., 1992; Torné et al., 1992). Red line represents the limit of the MSC deposits. No MSC deposits exist on the shelves of the Balearic Islands. Yellow line represents the limit of the salt (MU). White areas: no MSC deposits. Grey areas: not represented. Thick black lines show the location of the presented seismic profiles. 184

Table des figures

Figure IV. 7: Sections showing the different seismic facies of the MSC unit and the MES in the study area, based on the available low-resolution (column A) and high-resolution (column B) seismic data. P-Q unit= Pliocene-Quaternary seismic unit. Pt= transparent seismic facies at the base of the P-Q unit. Red arrows show the MES. In blue: the MSC unit..... 185

Figure IV. 8: Simbad-BA22 seismic line in the Ibiza Channel, illustrating the transition between the Valencia Basin and the El Cid sub-basin. The MSC unit of the Valencia Basin (UU, in green), is tied to the Ibiza Marino 404 borehole (Zoom 1, see text for explanation). The MSC unit of the El Cid sub-basin on the Balearic Promontory is thin and isopachous, locally containing the thin facies (Ft; zoom 2). The substratum shows complex deformation, related to tilt blocks associated with rifting, Betic thrusts and present-day reactivation. 188

Figure IV. 9: Simbad-BA03-04-05 seismic profiles in the Mallorca Channel, illustrating the transition between the Valencia Basin and the Central Depression. The MES is largely represented in the Valencia Basin, while the MSC unit (in blue) is widely present in the Mallorca Channel, thickening towards the Central Depression where the MU is intercalated. The MSC unit is offset in most cases by normal and strike-slip faults. 189

Figure IV. 10: Simbad-BA26 seismic line in the Elche sub-basin, illustrating the MSC unit (in blue) on the Alicante shelf. The MSC unit is tied to the Calpe (334) borehole and occurs at a depth of 650 to 717 m (Zoom 1). It is made up of gypsum and anhydrite beds (Zoom 2). The MSC unit thickens basinwards and is offset by post-MSC faults. Zoom 3 shows clear erosion at the top of the MSC unit. 191

Figure IV. 11: Seismic profile Simbad-BA18 in the Mallorca sub-basin illustrating the MSC unit present in the Ibiza slope domain. The MSC unit is present up to 0.6 s TWTT, associated with disturbed seismic facies linked to gliding on its base (Zoom 1). The base of the MSC unit is clearly erosive here. Upslope, the MSC unit thins upwards, onlapping onto the Ibiza margin and passing into the MES. 193

Figure IV. 12: Seismic profile Simbad-BA13 in the Mallorca sub-basin illustrating the MSC unit extending from the Central Depression to the Mallorca slope. The MSC unit in the Central Depression contains the MU, which is responsible for salt deformation (Zoom 1), with the thin facies (Ft) on top, which extends onto the borders. In the Mallorca slope domain, the MSC unit thins upwards and the Ft onlaps onto the MSC unit present on the slope (Zoom 2)..... 194

Table des figures

Figure IV. 13: Industrial low-resolution seismic profile SH across the South Menorca Block illustrating the MSC unit (UU shown here in green), which is in continuity with deep-basin evaporites in the Algerian Basin composed of MU and UU. Faults illustrate an important phase of post-MSC deformation that may reactivate crustal blocks. 198

Figure IV. 14: Map showing isobaths of the base of the Pliocene-Quaternary unit (PQ unit), with location of the MSC-related basins at different depths, highlighting the main geological features of the Balearic Promontory (composed of the structural high formed by the Balearic Islands) and surrounding areas. The MSC deposits filling the basins are shown in relation to their thickness. 205

Figure IV. 15: Map showing location of seismic sections used in this study (in white). Bathymetry from Acosta et al., 2004a. Solid white lines represent low-resolution seismics and dotted white lines high-resolution seismics. Dashed yellow lines indicate bathymetric (water-depth) contours in metres. Area covered by Fig. IV.15 is given on Fig. IV.14 (study area). .. 208

Figure IV. 16: MSC units in the study area. Isobaths represent depths to base of the PQ unit in metres. Onland, the extension of the TCC (Terminal Carbonate Complex) and the Reef unit is from Pomar (1991) and Maria Sube (2007). Seafloor volcanic mounts of the Emile Baudot Escarpment are from Acosta et al., (2004b). 210

Figure IV. 17: Schematic cross-section of the Western Mediterranean basin illustrating the geometry of the MSC markers (units and erosional surfaces) in the offshore domain, in the absence of salt tectonics (modified from Lofi et al., 2011a). MSC units: UU=Upper Unit; MU=Mobile Unit; LU=Lower Unit ; MSC surfaces: TS=Top Surface; TES=Top Erosion Surface; BS=Bottom Surface; BES=Bottom Erosion Surface; MES=Margin Erosion Surface; BU= Bedded Unit. 212

Figure IV. 18: Sections showing the different seismic facies of the MSC units and the MES in the study area, based on the available low-resolution (column A) and high-resolution (column B) seismic data. BU= Bedded Unit; TBU = Top Bedded Unit; BBU= Base Bedded Unit; MU= Mobile Unit; PQ Unit= Pliocene-Quaternary Unit. 215

Figure IV. 19: Seismic lines in the Central Mallorca Depression, illustrating the MSC units composed here of the BU and the MU picked out by salt layers. Zoom 1 shows the onlap of the

Table des figures

BU onto the BBU. Zooms 2 and 3 show salt deformation located on the MU wedge: the overlying units are offset. 218

Figure IV. 20: Figure showing relationships between the different MSC units and the erosional surfaces, from the deep part of the CMD to the margins. A: schematic cross-section. B, C, D and E: zooms of high-resolution seismic profiles located on the map. B and C show the onlap of the BU onto the Slope Unit at the borders of the CMD. D shows the lateral relationship between the Slope Unit and the MES, in the Mallorca upper slope/shelf domain. E illustrates the erosion on top of the Slope Unit in the Mallorca upper slope domain..... 219

Figure IV. 21 : Seismic profiles showing the Slope Unit in the Ibiza slope domain. The Slope Unit is represented by one or two reflections on low-resolution seismics (A and C), details of the seismic facies are visible on high-resolution seismics (B and Zoom 2). A syn-PQ prograding shelf is built on top of the MES (A and B, and Zoom 1), the Slope Unit thins upwards and onlaps onto the Ibiza margin. C: thin Slope Unit is deformed and offset over the Mont d'Auzias, displaying post-MSC tectonics..... 221

Figure IV. 22: High-resolution seismic data from the CARBMED cruise (Hübscher et al., 2010) showing the gliding of the Slope Unit on the Mallorca margin. A: along-slope line, B: line parallel to the slope. Faults soling on the base of the Slope Unit offset the Slope Unit as well as an overlying thin transparent seismic unit composed of two layers (1 and 2). The faulted blocks display raft morphology. Layer 2 appears to be syn-gliding since it is anisopachous. The thin dotted white line indicates the end of the main phase of movement. Red arrows show transparent seismic facies at the base of the PQ unit, which fill the half-grabens created by the gliding. 224

Figure IV. 23: Illustration of the MSC valley facing the Bay of Palma on the SW Mallorca slope. A: Map of the Base PQ unit showing the extension of the valley and location of the seismic lines and geological cross-section S (in blue). Distribution of the MSC units is also shown. B: along-dip seismic lines following the valley from the CMD to the Bay of Palma and the Palma gypsum drilled onland. C: sections across the valley, from the deep lower slope to the platform and the onland Palma basin. Resolution of the seismics does not allow us to determine whether the MSC unit exists in the offshore Bay of Palma (crossing of MA5 and MA1); however, a depression-like morphology affects the basement and the Base PQ unit, drawing the valley. 226

Table des figures

Figure IV. 24: A: map of the onland Palma depression, inferred from drilling information, and former cross-sections and maps (Baron y Gonzalez, 1984; Baron and Gonzalez, 1985). The map shows the outcropping formations after removal of the PQ unit. The light black lines indicate the locations of the sections used, the green stars the locations of boreholes where gypsum is found. B: schematic interpretation of drill hole logs simplified from Mas and Fornos, 2011. Location of the wells is given on map A. C: the location of both Messinian valleys crossing the NW Mallorca shelf is given on the map of the MSC units (see legend on Fig. IV.16)..... 230

Figure IV. 25: Schematic diagram showing possible correlations between the different MSC markers, extending from onland deposits to the offshore CMD, and interpretations of the erosional surfaces. 235

Figure V. 1 : Carte de sismicité de la région sud de la Méditerranée occidentale. (Serpelloni et al., 2007) 240

Figure V. 2 : Carte des isopaques de la séquence post-CSM ou Plio-Quaternaire, estimés en considérant une vitesse sismique de 2290 m/s pour cette unité. Les maxima marqués sur la marge Algérienne sont des artefacts liés à un manque de données et à un effet de bord. 242

Figure V. 3 : Carte des isobathes du toit de la séquence CSM. 243

Figure V. 4 : Profil sismique Map77-117 situé sur le bloc sud-Minorque. La position du profil est indiquée dans le coin haut gauche sur la carte des isobathes de la base du Pliocène. 245

Figure V. 5 : Profil sismique Map77-118 situé sur le bloc sud-Minorque. La position du profil est indiquée dans le coin haut gauche sur la carte des isobathes de la base du Pliocène. 246

Figure V. 6 : Profil sismique Sh77-23 situé sur le bloc sud-Minorque. La position du profil est indiquée dans le coin haut gauche sur la carte des isobathes de la base du Pliocène. 247

Figure V. 7 : A-A' : Profil Map77-34 à travers la marge nord de Minorque. B-B' : Profil Valsis 818 à travers la marge nord de Majorque ; C-C' : profil Meds77-28 à travers la marge nord Ibiza. 248

Table des figures

Figure V. 8 : Profils sismiques montrant l'évolution de la morphologie et des dépôts sédimentaires à travers la DCM. AA' : Profil BA17 à l'extrémité N de la DCM. BB' : Profil BA-08 situé à l'ouest de la baie de Palma. CC4 : Profil BA15 situé dans la partie centrale ; DD' : profil BA-13 situé dans la partie S de la DCM. 250

Figure V. 9 : Détail des profils BA05 (AA'), Valsis 805 (BB') et Ba-16 (CC') montrant des signes de déformation décrochantes et ou compressive dans la partie NE de la DCM..... 252

Figure V. 10 : Détail du profil Ba-14 situé à l'extrême SO de la DCM en regard du bassin de Formentera sud. 254

Figure V. 11 : Détail du profil BA-20 situé dans la partie NE du bassin de Formentera sud, à la limite avec la DCM..... 255

Figure V. 12 : Comparaison du profil Map77-86 avec le profil haute-résolution Ba-23 situé au niveau du Mont Xabia..... 256

Figure V. 13 : Profil Ba-22-1 situé dans la partie nord du chenal d'Ibiza, à l'est du mont Xabia..... 257

Figure V. 14 : Détail du profil Ba-22-2 situe dans la partie centrale du chenal d'Ibiza, à l'ouest de l'île de Formentera. 258

Figure V. 15 : Profil basse résolution Map77-142 situé dans la pente du chenal d'Ibiza menant au bassin Algérien..... 260

Figure V. 16 : Détail du profil Ba-22-3 situé à l'extrémité du chenal d'Ibiza, dans la pente menant au bassin Algérien..... 261

Figure V. 17 : Profil basse résolution Map77-148 traversant l'escarpement de Mazarron et le bassin de San Pedro sur la plateforme d'Alicante. 263

Figure V. 18 : Profil Ba-26 situé sur la plateforme d'Alicante au niveau du forage Calpe-1. 264

Figure V. 19 : Profil Ba-24 situé à l'extrémité E de la plateforme d'Alicante, à l'est du Cap de La Nao..... 265

Table des figures

| | |
|--|-----|
| Figure V. 20 : Détail du profil sismique haute résolution BA-02 montrant des rejets différentiels entre les séquences CSM (marqué en vert) et les unités de la séquence post-CSM (en bleu pour l'unité transparente ; et en noir pour l'unité supérieure). | 267 |
| Figure V. 21 : Carte structurale synthétisant l'ensemble des observations réalisées en sismique réflexion. Le fond de carte représente les isopaques de la séquence post-CSM. Les mécanismes au foyer sont modifiés d'après Serpelonni et al. (2007). | 268 |
| Figure VI. 1 : Coupes de synthèse N-S du bassin de Valence à la marge algérienne en traversant le promontoire Baléares (section 1 : Maillard et Mauffret, 2013 ; section 2 : Biju-Duval et al., 1978). | 279 |
| Figure VI. 2 : Evolution sédimentaire au Miocène supérieur sur l'affleurement de Cala de Serra à Ibiza (Lezin et al., 2014) | 280 |
| Figure VI. 3 : Transect E-O schématique des relations entre bassins marginaux et profonds liés à la crise de salinité messinienne (sites BAL-02 à BAL-05) et localisation des deux forages profonds (LEV-01 et BAL-01). | 282 |

Introduction :

Le Promontoire Baléares :

Le promontoire Baléares est un haut topographique d'orientation NE-SO situé à la jonction des trois bassins principaux de la Méditerranée occidentale (Bassin Liguro-Provençal, de Valence et Algérien, Fig. 1). Il est composé de 3 îles majeures (Ibiza, Majorque et Minorque) qui correspondent à des blocs continentaux et d'une plateforme étroite au nord et au sud, subcontinue entre les îles, limitée par des marges escarpées parfois très rectilignes qui soulignent des directions NE-SO (Emile Baudot) à E-O (Mazarron).

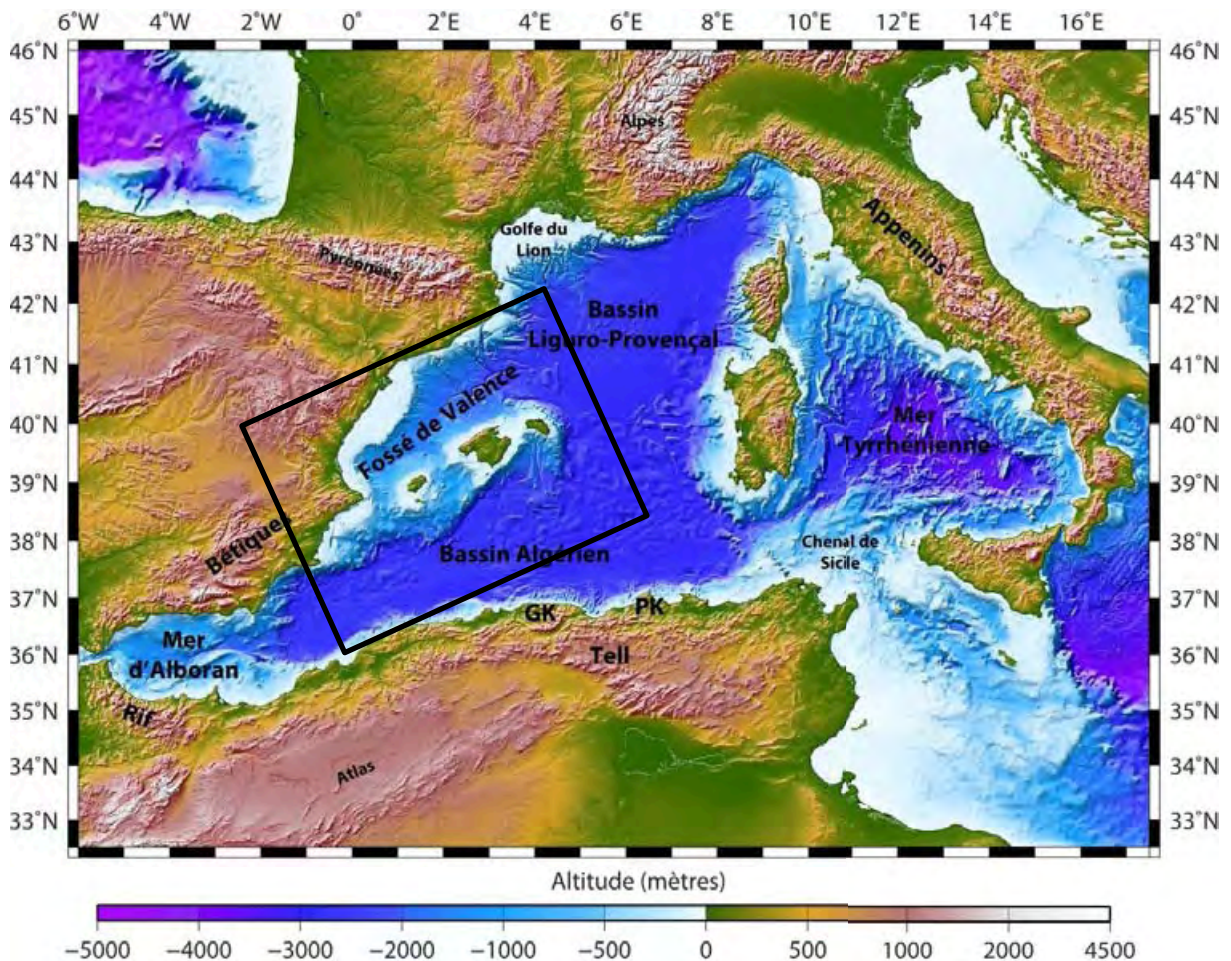


Figure 0. 1 : Carte bathymétrique du domaine méditerranéen occidental. Le rectangle noir montre la zone d'étude. GK : Grande Kabylie ; PK : Petite Kabylie.

Malgré cette position clé qui permettrait de comprendre la formation et l'évolution de la Méditerranée occidentale, il n'a fait l'objet que d'une seule étude structurale complète par A.

Mauffret (1976) et de quelques études structurales locales sur les îles (Bourrouilh, 1973, Gelabert et al., 1992 ; Linol et al., 2009 ; Sabat et al., 2011). Le promontoire est décrit comme une zone compressive qui forme l'extrémité orientale des cordillères Bétiques du sud de l'Espagne continentale (Bourrouilh, 1973). Les chevauchements bétiques sont bien exprimés dans le Promontoire, tant sur la bordure nord en limite du bassin de Valence (Maillard et al., 1992 ; Roca et Guimera, 1992) qu'à terre (Fourcade et al., 1982 ; Gelabert et al., 1992). Ces chevauchements se mettent en place à l'Oligo-Miocène, concomitants de l'extension liée à l'ouverture des bassins de Valence et algérien. Toutefois, le timing entre les phases d'extension et de compression reste discuté aujourd'hui. Ce travail a pour but d'examiner la structure des marges du Promontoire Baléares afin de caractériser et si possible quantifier les déformations, et de comprendre la part de l'héritage du rifting et celle de la collision. En effet, comment la formation du Promontoire Baléares est-elle compatible avec le rifting de Valence et la formation de la croûte océanique du Bassin Algérien ? Cet héritage structural complexe influence les déformations ultérieures. La réactivation actuelle de l'ensemble de cette région, pour l'instant clairement montrée sur une partie la marge algérienne en inversion, semble affecter le Promontoire. Ce travail s'attache à montrer et quantifier les déformations récentes grâce en particulier aux marqueurs de la crise messinienne. Les structures anciennes localisent la déformation récente, montrant une évolution continue du Néogène à l'Actuel.

La formation de la région ouest méditerranéenne : une cinématique complexe et discutée :

Le domaine méditerranéen occidental est une zone complexe formée de différents bassins, océaniques (Liguro-Provençal, Algérien, et Tyrrhénienne) ou composés de croûte continentale amincie (Bassin de Valence, Mer d'Alboran), entourés et séparés par des segments orogéniques (Rif, Bétiques, Tell, Apennins, Alpes) (Fig. 1). Cette configuration résulte de l'interaction entre des phénomènes orogéniques (collision continentale) et extensifs (retrait de plaque plongeante), dans le contexte de la convergence Afrique-Eurasie. La cinématique du Golfe du Lion et du bassin Liguro-Provençal est bien contrainte (Rehault et al., 1984 ; Gorini, 1995 ; Gueguen et al., 1998 ; Speranza et al., 2002 ; Gattacceca et al., 2007, Leroux, 2012), l'ouverture du bassin Liguro-Provençal suivant une direction NO-SE et la rotation antihoraire du bloc Corso-Sarde font consensus. Le Golfe de Valence, séparé du bassin Liguro-Provençal par la Zone de Fracture Nord Baléares (ZFN), est un rift avorté qui s'ouvre aussi selon une direction NO-SE (Maillard et al., 1992 ; Roca et Guimera, 1992). Ce bassin est bordé au sud par la cordillère

Introduction

Bétiques exprimées à terre et sur la marge (Bourrouilh, 1973, Gelabert et al., 1992 ; Sabat et al., 2011). L'évolution et la cinématique du bassin Algérien sont très discutées et aucun consensus n'existe à l'heure actuelle. En effet, la direction d'accrétion dans ce bassin, situé en « no man's land » entre les deux panneaux plongeant de la Méditerranée occidentale (arc calabrais et arc de Gibraltar) reste inconnue.

Il existe une vaste bibliographie sur les différents modèles d'ouverture du bassin Algérien, qui propose deux grands types de modèles.

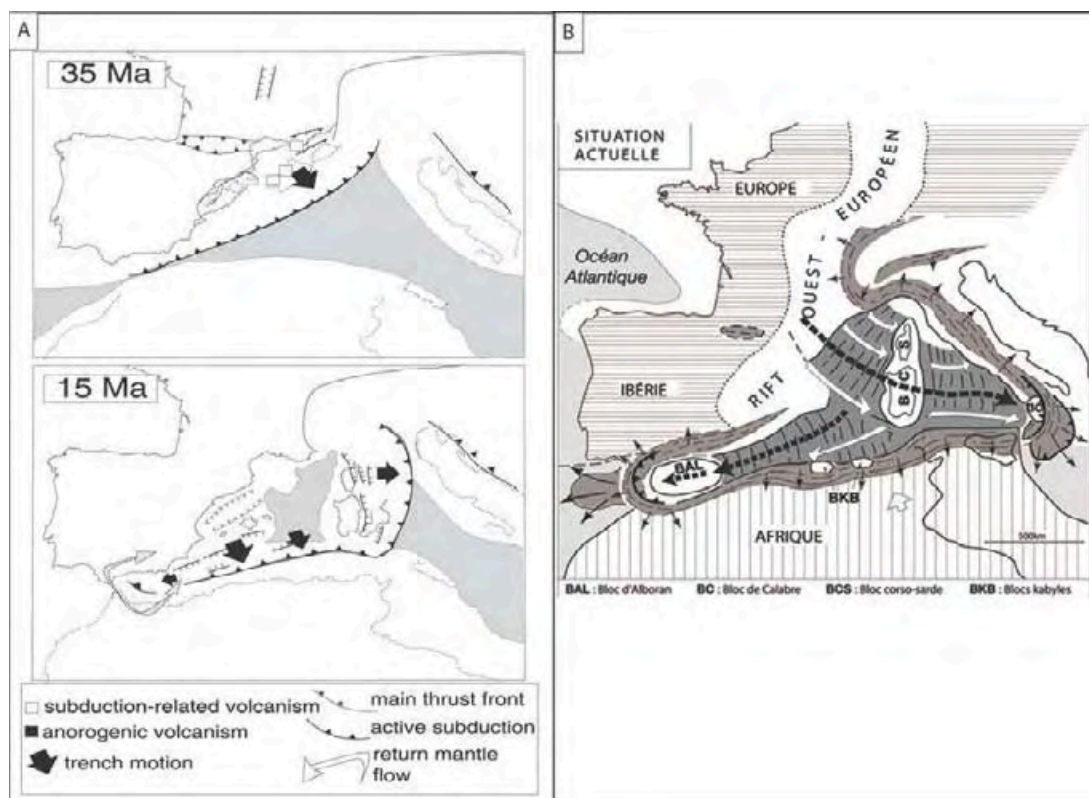


Figure 0. 2 : Exemples de modèles géodynamiques expliquant l'ouverture des bassins de la Méditerranée occidentale. A. Modèle d'ouverture en NO-SE, Facenna et al. (2004) ; Modèle d'ouverture E-O, Mattauer, (2007).

Le premier type de modèles (Fig. 2A) propose l'ouverture de l'ensemble de la Méditerranée occidentale selon une direction NO-SE. L'ouverture du bassin Algérien est due au retrait vers le Sud ou Sud-Est de la subduction du Maghreb. Dans ces modèles, il n'existe pas de mouvements vers l'ouest, ou bien ils sont très limités par rapport au mouvement vers le Sud. Ces modèles supposent donc qu'Alboran est déjà situé au niveau de Gibraltar lors de

l'ouverture du bassin Algérien. Toutefois, ce type de modèles est difficilement compatible avec les directions de la marge sud Baléares.

Le second type de modèles (Fig. 2B) propose une ouverture du bassin Algérien vers l'ouest ou le sud-ouest, accompagnée de la dérive du domaine d'Alboran, sous l'influence du retrait du panneau plongeant de Gibraltar ou de mouvements asthénosphériques profonds. Ces modèles incluent donc des mouvements NO-SE synchrones ou asynchrones des mouvements vers l'ouest.

Quelles que soient les évolutions proposées, le mouvement vers l'ouest pose le problème de la création d'espace dans l'ouest du Bassin Algérien. D'une part, une ouverture vers l'ouest implique l'existence de marges transformantes. Les deux escarpements de la marge sud Baléares, d'Emile Baudot à l'Est et de Mazarron (figure 1) à l'ouest ont deux directions distinctes. Ils forment une marche structurale très raide et ont été considérés comme des traces de décrochements dextres (Acosta et al., 2001b). Cependant, bien qu'ils séparent la croûte continentale du Promontoire Baléares de la croûte océanique du Bassin Algérien, ils n'ont jamais pour l'instant été définis en tant que marge transformante. Sur l'ensemble de la marge algérienne, seul le tronçon d'Oran est interprété comme décrochant (Mauffret et al., 2004; Domzig et al., 2006). Où sont alors les marges divergentes conjuguées nécessairement associées à ce mouvement ? L'ouverture du Bassin Algérien dans la continuité du Bassin Provençal implique quant à elle l'existence de marges divergentes conjuguées de part et d'autre, la marge sud Baléares et la marge algérienne. Ces marges ont-elles des caractéristiques de marges divergentes? Où sont les marges conjuguées?

Le couplage entre l'étude structurale du promontoire et de ses marges, et l'analyse des données géophysiques existantes vont nous servir de base pour mieux contraindre l'évolution du bassin Algérien, sa nature, sa direction d'accrétion et la place du promontoire Baléares dans l'évolution de la Méditerranée occidentale.

L'évolution récente et la crise de salinité messinienne

Si le modèle et l'âge d'ouverture du Bassin Algérien sont mal contraints, il est un consensus de dire que cette ouverture ne dure ni dans le temps ni dans l'espace puisqu'elle est relayée vers l'ouest par le retrait du slab sous la mer d'Alboran et vers le sud par la collision, continue dans le temps. En effet, des indices de compression actuelle existent sur la marge d'Alger (Auzende

at al., 1975 ; Yelles et al., 2009). Les effets de cette convergence ont aussi été montrés dans l'est de l'Ibérie (Stich et al., 2010; Alfaro et al., 2002). Où se localise la convergence entre l'Afrique et l'Europe ? A l'ouest, la « East Alboran Shear Zone » (Comas et al., 1999) semble servir de relai transpressif entre l'Ibérie (partie de l'Eurasie) et Alboran (partie de l'Afrique). Mais à l'est, la croûte océanique du Bassin Algérien sépare la marge algérienne du Promontoire Baléares. Pourtant, la déformation des marqueurs de la crise messinienne observée en mer indique une activité tectonique récente sur ce dernier. (Acosta et al., 2001, 2004, 2013; Maillard et Mauffret, 2013). Quelles sont les structures qui accommodent ou propagent cette déformation actuelle? L'héritage structural va conditionner les jeux. Dans le Promontoire Baléares, la compression bétique a eu lieu en même temps que l'extension liée au rifting de la Méditerranée occidentale. L'extension post-orogénique qui lui succède semble se poursuivre récemment. Quand finit l'extension dont on ne connaît même pas la direction et quel est son lien avec l'inversion régionale? Les phases ne semblent pas forcément déconnectées dans l'espace et dans le temps.

Les données disponibles nous permettent d'identifier précisément les marqueurs messiniens sur le Promontoire. Cette région n'a fait l'objet d'aucune étude récente concernant la problématique de la crise de salinité depuis la thèse de Mauffret (1976), qui décrivait des facies sismiques interprétés comme des évaporites d'âge Messinien entre Majorque et l'Espagne continentale. Pourtant le Promontoire est situé à l'interface entre les bassins dits périphériques aujourd'hui observés à terre et les bassins salifères épais dits profonds. Les dépôts de la crise sur le Promontoire sont reliés à des bassins de profondeur dite « intermédiaire ». La position verticale et le remplissage de ces bassins nécessitent un examen minutieux particulièrement délicat car leurs relations latérales –connexion ou déconnexion au Messinien ?– avec les bassins périphériques et profonds conditionnent les scénarios de la crise. Pour la première fois, grâce au programme SIMBAD, l'acquisition de nouvelles données de sismique haute résolution, nous montrons l'existence de dépôts liés à la crise de salinité Messinienne (CSM) sur l'ensemble du Promontoire Baléares. Les marqueurs de la crise sont étudiés en continu de la terre (à Majorque ou sur la plateforme d'Alicante) aux bassins profonds et les résultats montrent que cette relation est contrôlée par la paléogéographie. Ces résultats remettent en cause la dualité évaporites périphériques/ évaporites profondes. La connexion des différents bassins évaporitiques observée à l'heure actuelle dépend des mouvements post-crise, dont la quantification permet de restaurer la paléogéographie messinienne. En retour, l'extension, la

caractérisation et la géométrie des surfaces messiniens sont autant de marqueurs pour caractériser la déformation récente.

L'étude des déformations des dépôts de la crise et du Plio-Pléistocène permet d'identifier différentes phases tectoniques et leur chronologie. Leur cartographie de détail montre l'existence de différents bassins au Messinien, qui permettent de repérer les zones subsidentes ou en uplift à un moment clé de l'histoire du bassin et de quantifier les mouvements verticaux. Le but est de comprendre quelle est l'évolution du Promontoire Baléares durant le Pliocène et l'Actuel et quelles sont les implications qui en découlent : influence de la convergence Afrique-Eurasie, transferts des contraintes à travers le bassin Algérien.

Plan du manuscrit :

Le manuscrit est divisé en 5 chapitres. Il comprend 3 publications qui s'intègrent dans 2 chapitres. Si les introductions de ces publications peuvent induire des redites dans la présentation géologique de la zone d'étude, chacun de ces articles est focalisé sur un thème précis de ce travail et s'intègre ainsi logiquement dans l'agencement du manuscrit.

Le premier chapitre est consacré à une synthèse bibliographique et à la présentation du contexte géologique. Il introduit la Méditerranée occidentale dont la cinématique est très discutée malgré une vaste littérature. Les différents bassins qui la composent ainsi que leurs modèles d'évolution y sont présentés. Le promontoire Baléares y est décrit d'un point de vue morphologique et structural. Les modalités de la CSM sont présentées de manière succincte, évènement essentiel dans l'évolution géologique de la région. Le second chapitre introduit l'ensemble du jeu de données utilisé lors de ces travaux ainsi que les méthodes qui ont été utilisées et/ou mises en place. Les chapitres 3 à 5 présentent les résultats et les réponses qui ont pu être apportées. Le chapitre 3 présente des résultats sur la structure crustale du promontoire Baléares, qui nous ont permis de proposer un nouveau schéma d'évolution géodynamique de la région. La structure superficielle de la croûte nous indique quelles phases tectoniques semblent avoir le plus affecté telle partie du Promontoire et leur chronologie relative. La structure crustale à plus grande échelle est déduite et/ou complétée par des modèles gravimétriques et nous renseigne sur la nature et l'épaisseur des croûtes et des transitions entre les différents domaines. Un modèle s'appuyant sur des données crustales de l'ensemble du Promontoire, et basé sur les données gravimétriques et magnétiques intégrant le Bassin Algérien est proposé. Le chapitre est présenté en deux parties, une partie s'intéresse à la marge nord du Promontoire

Introduction

et une deuxième partie décrit la marge sud et intègre la synthèse, la deuxième partie étant présentée dans un article sous presse. Le chapitre 4 se focalise sur les marqueurs de la CSM, repères essentiels dans le domaine méditerranéen, qui sont définis pour la première fois sur l'ensemble du Promontoire. Il amène des résultats importants et nouveaux sur la crise de salinité Messinienne, qui sont présentés dans deux articles publiés. Le chapitre 5 met en évidence la déformation récente du promontoire, une thématique seulement effleurée localement jusqu'à présent par des études bathymétriques. Il montre que le Promontoire est le siège d'une remobilisation évidente malgré sa faible sismicité générale, affectant différemment les différents blocs composant le promontoire. Tous ces résultats et les nombreuses questions qui ont été soulevées pendant ces travaux, et perspectives de recherche sont synthétisés dans une conclusion générale.

Chapitre I : Le Promontoire Baléares dans le contexte méditerranéen occidental :

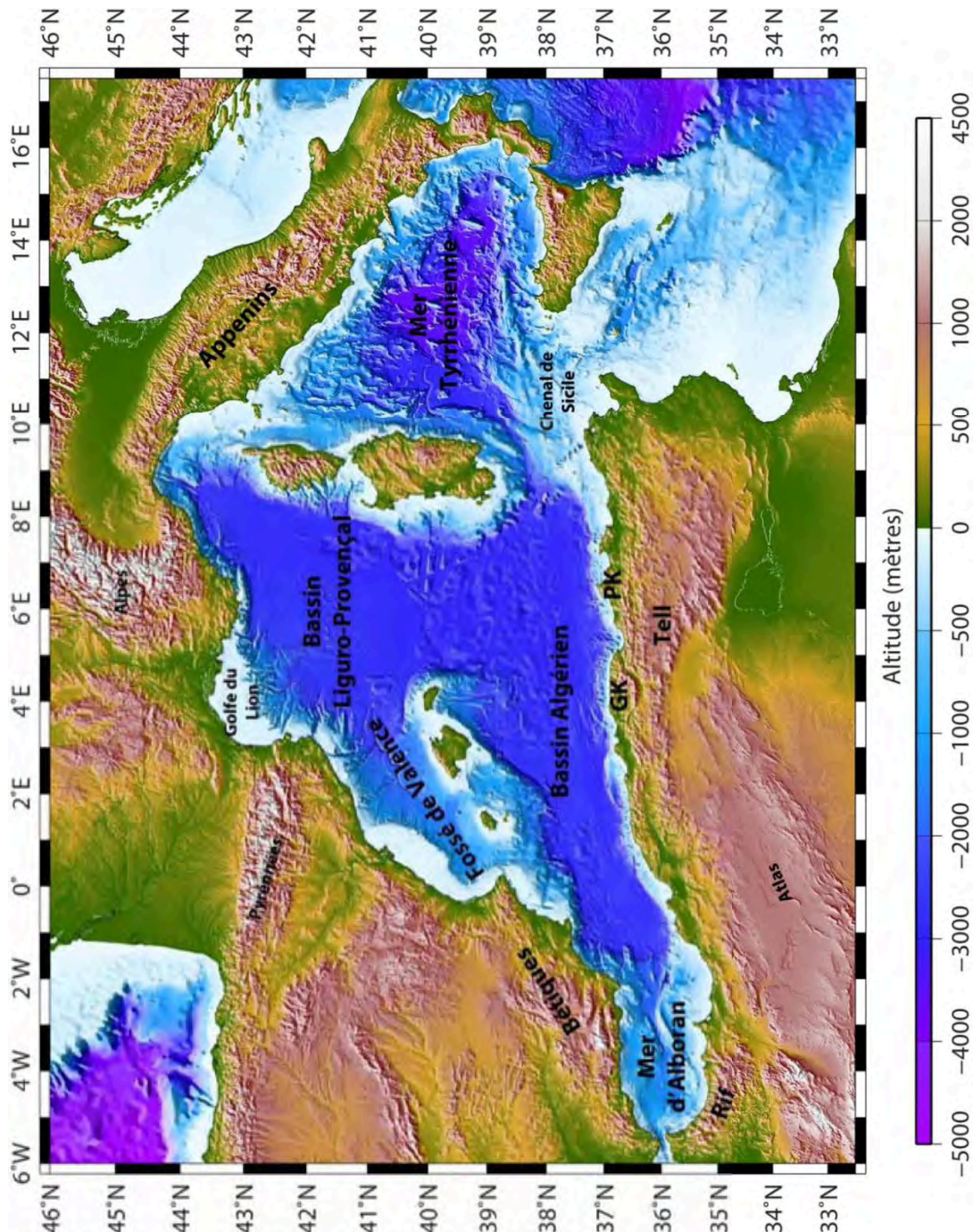


Figure I. 1 : Carte bathymétrique de la Méditerranée occidentale. Les principaux bassins et chaînes sont nommés. PK : Petite Kabylie; GK : Grande Kabylie.

I.1. La Méditerranée occidentale et son évolution :

La Méditerranée occidentale est composée d'un ensemble de bassins océaniques ou non, séparés et entourés par des chaînes de montagne. Leur mise en place est le fait de l'interaction de phénomènes extensifs et orogéniques dans le contexte de convergence entre les plaques africaines et eurasiennes. Ces bassins se mettent en place à la fin de l'Oligocène jusqu'à l'actuel.

I.1.1. Présentation de la Méditerranée occidentale :

Dans la Méditerranée occidentale, on dénombre 5 bassins (Fig. I.1). D'ouest en est : la mer d'Alboran située proche de l'arc de Gibraltar, entre les chaînes Bétiques et Rifaines, le bassin Algérien au sud des Baléares, le Golfe de Valence au nord des Baléares, contre la marge Ibérique, le bassin Liguro-Provençal qui se prolonge du Golfe de Gènes jusque dans la région située entre les Baléares et la Sardaigne et enfin la mer Tyrrhénienne qui est le bassin situé entre le bloc Corso-Sarde et l'Italie. L'ensemble de ces bassins se met en place dès la fin de l'Oligocène et majoritairement durant le Miocène, et tous n'ont pas la même structure crustale. La mer d'Alboran et le golfe de Valence sont des bassins dont le substratum est de nature continentale amincie (Torné et al., 1992 ; Pascal et al., 1992 ; Platt et Vissers, 1989). Le socle de la mer d'Alboran est généralement associé à celui des Bétiques internes de par sa nature géologique (Comàs et al., 1992, 1996, 1999). C'est un bassin dont la profondeur est en moyenne de 1000 m et caractérisé par une profonde vallée centrale. Le golfe de Valence est considéré comme un rift avorté oligo-miocène (Maillard et al., 1992; Mauffret et al., 1992) bien que certains auteurs comme Fontboté et al. (1991) ou Gelabert et al. (1992), l'interprètent comme un bassin d'avant-pays. Ce bassin peu profond (entre 1000 et 2000m) est dans la continuité du bassin Liguro-Provençal mais les études montrent qu'il est limité à l'est par la zone de fracture nord Baléares (Rehault et al., 1984 ; Mauffret et al., 1992). Les bassins Algérien et Liguro-Provençal sont des bassins profonds (4000 m en moyenne, Fig. I.1) ayant subi une océanisation durant leur ouverture. La mer Tyrrhénienne est le bassin le plus récent formé dans le domaine occidental. Elle a commencé à s'océaniser très récemment avec deux bassins bien distincts (Vavilov et Marsili), néanmoins la nature crustale du socle tyrrhénien est très complexe puisqu'en plus des zones océanisées, le socle est constitué de croûte continentale amincie et de manteau exhumé (Kastens et Mascle, 1991).

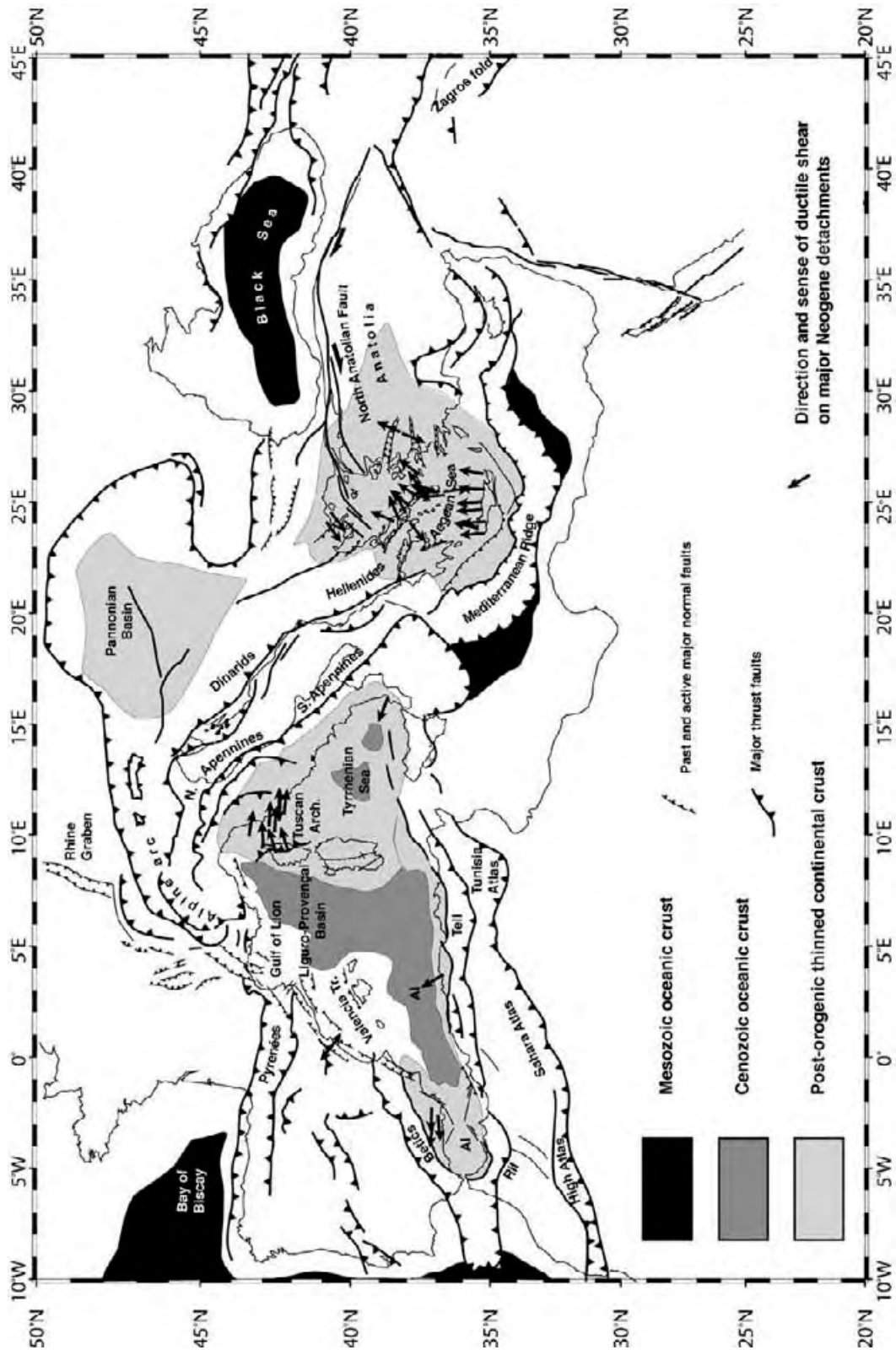


Figure I. 2 : Schéma structural du bassin Méditerranéen. Les principaux bassins y sont présentés en terme de nature crustale. Les principaux accidents des segments orogéniques sont localisés ainsi que les directions de déformations connues par les données de terrain (Jolivet et al., 2008).

Les différents segments orogéniques entourant les bassins sont supposés avoir pour origine un grand bourrelet orogénique qui était situé en avant du front de subduction contre la marge Eurasienne (Bouillin et al., 1986; Rosenbaum et al., 2004). Ce bourrelet s'est progressivement effondré durant l'Oligo-Miocène pendant l'ouverture des bassins et a donné naissance à plusieurs nouveaux segments orogéniques dans le domaine méditerranéen. (Fig. I.2; Fig. I.3)

Outre la chaîne des Alpes qui provient de la collision entre le promontoire Apulien et la marge eurasiennne, de nombreux segments orogéniques de type alpin ceignent le bassin Méditerranéen. D'ouest en est, on trouve les cordillères Bétiques sur la marge Ibérique, les chaînes du Rif, du Tell et les Kabyliés (abrégé en Maghrebides) sur la marge Africaine qui se prolongent par l'unité Péloritaine et la Calabre et enfin les Apennins sur le promontoire Apulien. Ces différents segments orogéniques sont caractérisés par des zones internes séparées de zones externes par une unité de flysch.



Figure I. 3: schéma structural de la méditerranée occidentale d'après Bouillin, (2012). Les zones rouges correspondent aux zones internes des segments. Les zones en bleu aux zones externes des maghrébides. En mauve, aux zones externes des Bétiques. Les zones en vert correspondent aux flyschs.

Les zones internes sont des unités de socle d'âge Hercynien qui ont enregistré un épisode de déformation alpine. D'est en ouest, les zones internes correspondent aux massifs Calabro-Péloritains, aux deux Kabyliés, et à certaines régions des chaînes Bético-Rifaine.

Les zones externes correspondent aux paléomarges de l'océan Téthys. Ce sont généralement des zones marquées par une épaisse sédimentation. D'est en ouest, les zones externes correspondent à la Sicile, aux chaînes du Tell ainsi qu'à certaines régions du Rif et des Cordillères Bétiques. Les zones externes des Bétiques se prolongent jusqu'aux Baléares (Bourrouilh, 1973, Fourcade et al., 1982 ; Durand-Delga et al., 1982 ; Sabat et al., 2011).

Les Apennins présentent des caractéristiques communes aux zones externes. Ils correspondent à l'accrétion des nappes de la marge Adriatique sur le promontoire Apulien.

La région méditerranéenne actuelle se caractérise par l'association de zones en extension et de zones en compression dans le contexte de la convergence entre les plaques Eurasie et Afrique. Cette convergence consiste en une rotation de la plaque Afrique par rapport à l'Eurasie, son pôle d'Euler étant situé au voisinage de l'archipel des Canaries (DeMets et al., 1990, Fig. I.4). Les compilations de données GPS montrent que les vitesses moyennes de convergence AF-EU en Méditerranée occidentale atteignent environ 5mm/an dans la direction NO (Fig. I.4, Nocquet et Calais, 2004; Serpelloni et al., 2007).

La sismicité régionale est forte à la limite entre les plaques Afrique et Eurasie, et les mécanismes au foyer montrent plutôt des mouvements transformants et/ou compressifs (Fig. I.5) (Serpelloni et al., 2007). Ces observations traduisent une augmentation de l'obliquité de la convergence AF-EU depuis les 3 derniers millions d'années (Calais et al. 2003; Serpelloni et al., 2007).

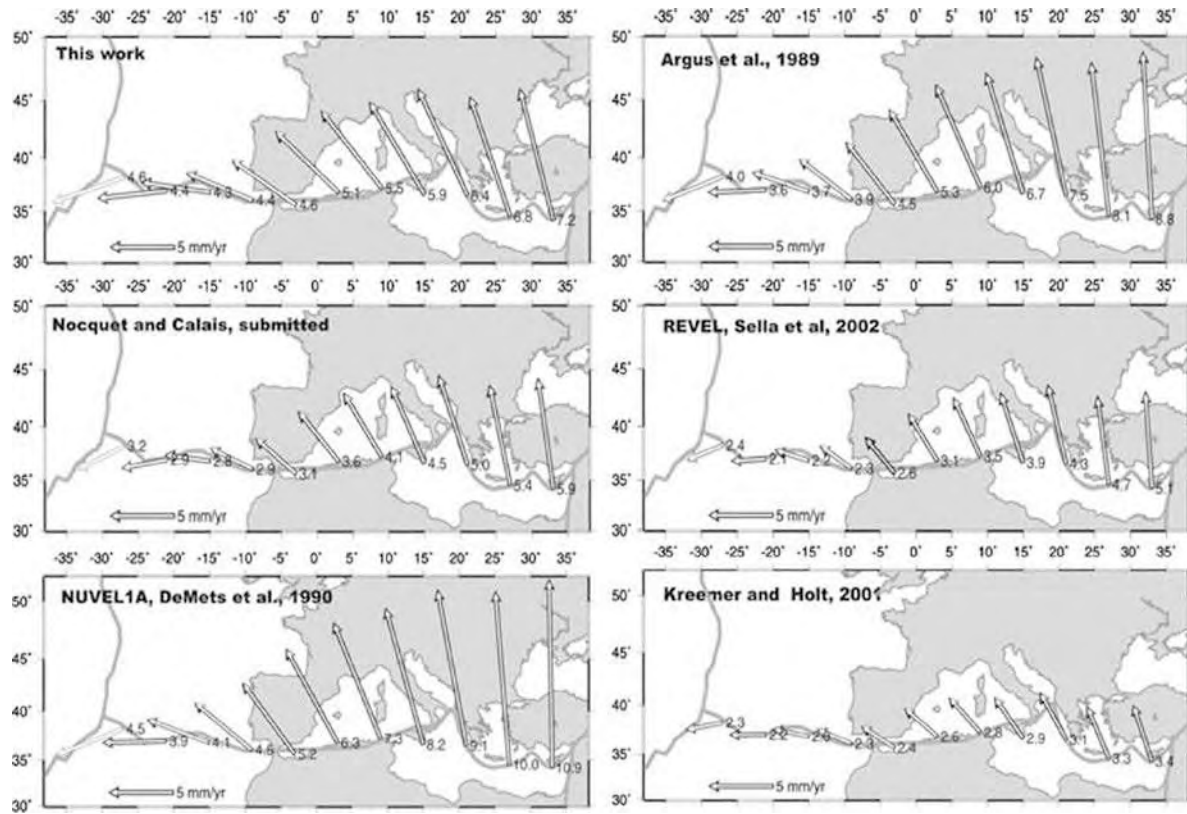


Figure I. 4: Synthèse des modèles de vitesse de convergence pour le domaine Méditerranéen d'après Nocquet et Calais, 2004.

La sismicité montre de même que la convergence ainsi induite est accommodée en majeure partie par les différents segments orogéniques (Bétiques, Rif, Tell pour le sud et l'ouest, Apennins, Péloritain et Sicile pour l'est). On remarque aussi que les régions comme les Baléares, le bloc Corso-Sarde ou les bassins se déforment pas ou très peu. (Fig. I.5)

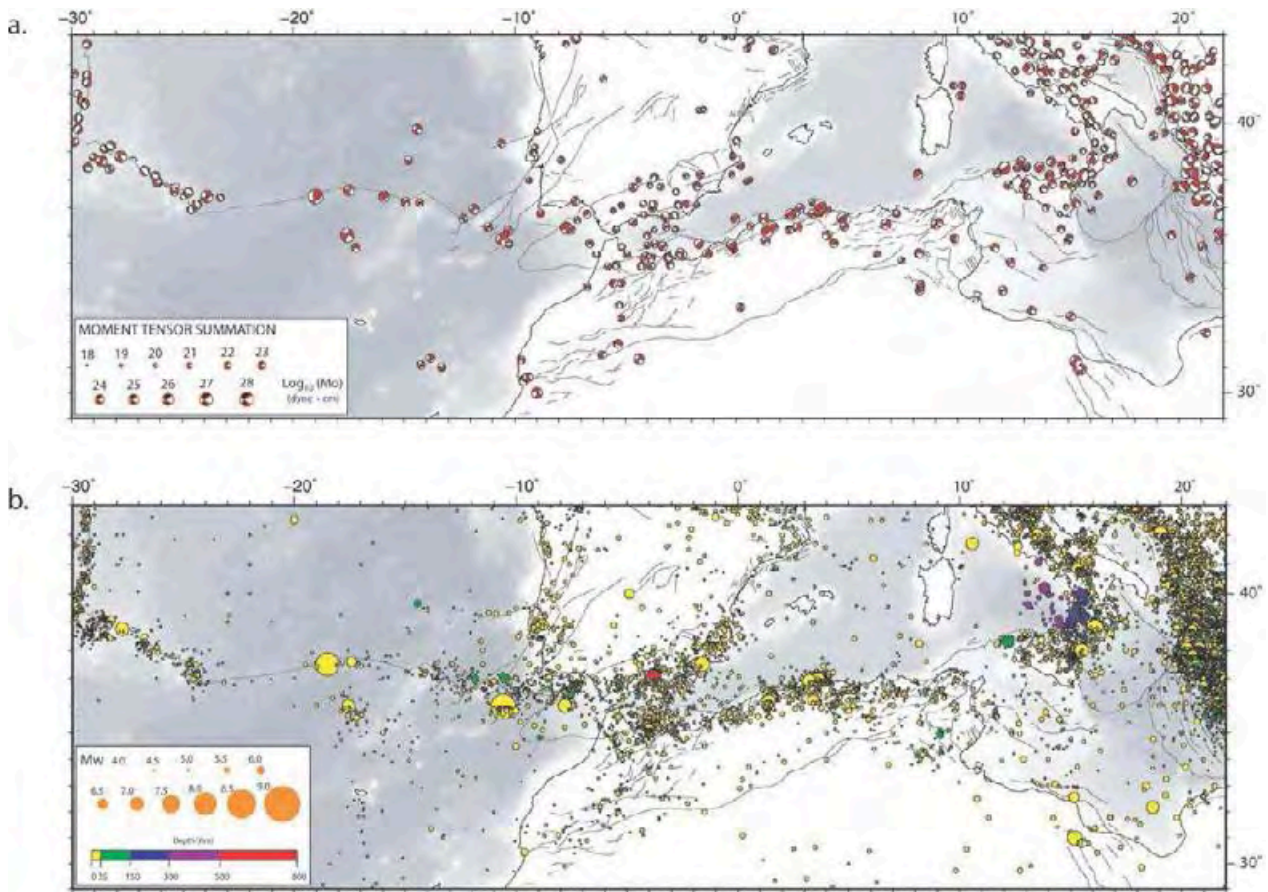


Figure I. 5: Mécanismes au foyer et carte de sismicité de la région ouest méditerranéenne (Serpeltoni et al., 2007)

Deux zones de subductions actives avérées relativement étroites existent actuellement en Méditerranée : l'arc hellénique, l'arc calabrais. Ils sont des vestiges de l'ancienne et unique subduction continue qui s'est fragmenté lors de l'ouverture du bassin ouest-Méditerranéen (Lonergan et White, 1997). Une partie de la convergence AF-EU est accommodée dans la partie orientale de la Méditerranée par l'arc Hellénique et par l'arc de Calabre. Ces deux subductions océan-continent actives contribuent à recycler la portion océanique ancienne de la plaque Afrique, vestiges de l'océan Téthys (croûte océanique mésozoïque, voir Fig. I.2). En surface, il existe des arcs volcaniques actifs ainsi que des prismes d'accrétion. En Calabre, l'arc est marqué par les archipels des îles Eoliennes et par le volcanisme actif dans la région Napolitaine (Champs Phlégréens, Vésuve). Les magmas produits sont calco-alcalins dans les deux provinces (Carminati et al., 2012).

La tomographie a mis en évidence sous les deux arcs des zones à fortes vitesses sismiques qui correspondent à la lithosphère océanique téthysienne en cours de subduction (figtomo1).

Les hypocentres des séismes intermédiaires et profonds dessinent deux plans de Wadati-Benioff, l'un à pendage N sous l'arc Hellénique et l'autre à pendage ONO sous l'arc de Calabre et confirme les données tomographiques (Wortel et Spakman, 2004 ; Fig. I.6).

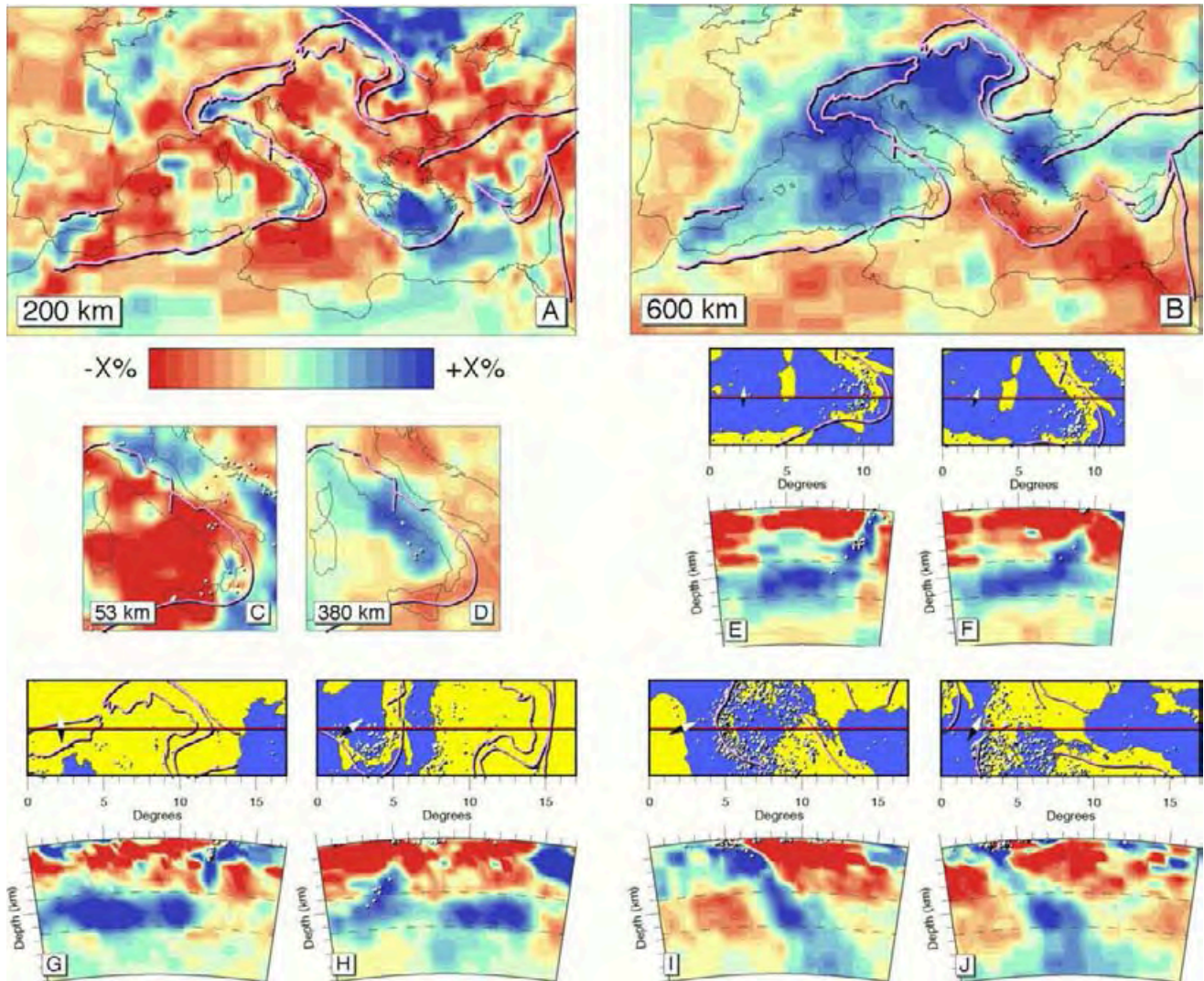


Figure I. 6: Modèles et coupes tomographiques réalisées en Méditerranée d'après Wortel et Spakman (2004)

Dans la partie occidentale de la Méditerranée, la majeure partie de la zone de collision AF-EU est à un stade très avancé d'évolution (collision ou extension arrière-arc pour certains segments). Au niveau de l'arc de Gibraltar de nombreuses études géophysiques et pétrologiques montrent l'existence d'un troisième segment de subduction qui migre vers l'ouest (Lonergan et White, 1997; Gutscher et al., 2002; Mauffret et al., 2004; Gutscher et al., 2012). Dans le golfe de Cadiz, des études bathymétriques et sismiques ont mis en évidence l'existence d'un complexe accréctionnaire comparable à celui qu'on retrouve au niveau des arcs Calabrais

et Helléniques (Gardner et al., 2001; Gutscher et al., 2002; Gutscher et al., 2012). Le substratum de la Mer d'Alboran est fortement intrudé par des volcans fossiles dont les magmas sont assimilables à ceux de zones de subduction (Carminati et al., 2012). Les données tomographiques mettent en évidence une zone de fortes vitesses d'ondes P sous le détroit de Gibraltar qui serait compatible avec les reliques de l'océan Téthysien en cours de subduction (Fig. I.7) (Bijwaard et Wortel, 2000; Gutscher et al., 2002; Wortel et Spakman, 2004).

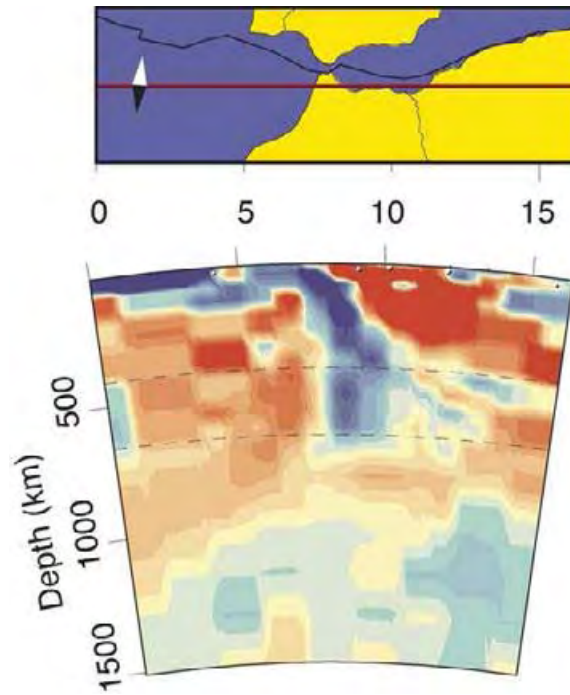


Figure I. 7: Données tomographiques montrant la présence d'un corps froid sous l'arc de Gibraltar. Ce corps est interprété comme les vestiges du slab téthysien (Wortel et Spakman, 2004, Gutscher et al. 2010)

I.1.2. Evolution géodynamique du bassin Méditerranéen occidental :

L'histoire de la Méditerranée est liée à celle de l'océan Téthys et de l'évolution tectonique des plaques Afrique et Eurasie. Cet océan se met en place à la fin du Paléozoïque lors de la dislocation de la Pangée (Frizon de Lamotte et al., 2011). La dislocation de la Pangée va provoquer la formation d'une mosaïque de blocs séparés par des domaines océaniques étroits formant les différents domaines de la Téthys (Fig. I.8). L'ensemble de blocs situé au niveau de la marge ibérique est appelé AlKaPeCa (Alboran, Kabylies, Peloritain et Calabre, Bouillin et al., 1986). Le Crétacé Supérieur voit le début de l'ouverture du domaine Atlantique Sud et associé à un changement radical de la cinématique de la plaque Afrique (Olivet et al., 1987;

Rosenbaum et al., 2002a). La plaque Afrique va alors commencer sa migration vers la plaque Eurasie, la convergence initiant la subduction de la croûte téthysienne vers le nord-ouest sous la plaque Eurasie. (Fig. I.8)

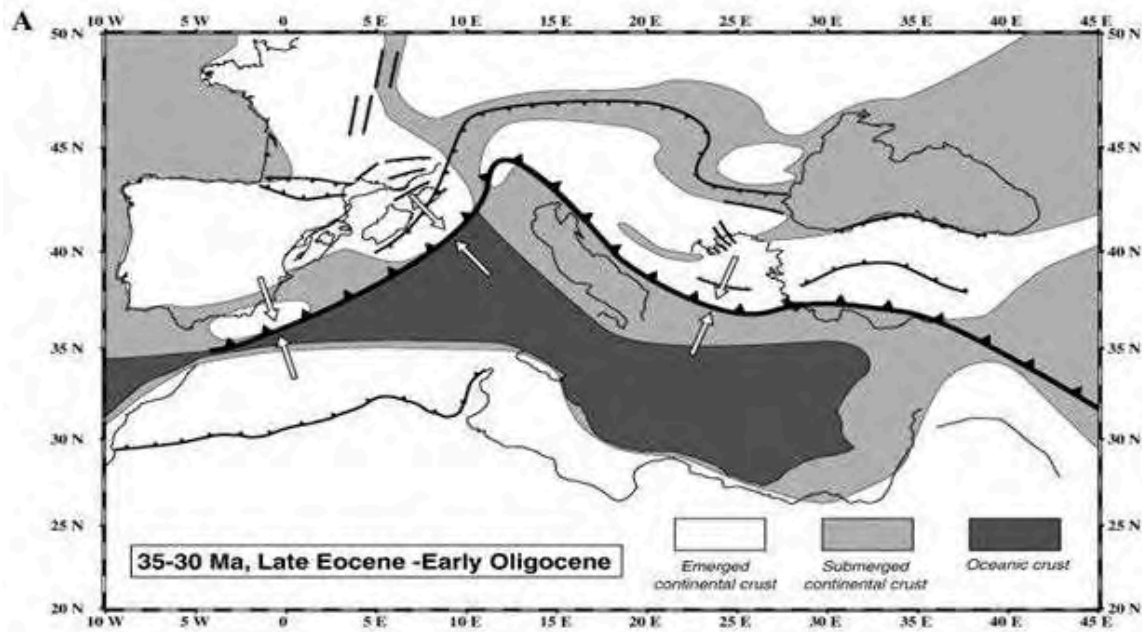


Figure I. 8: Schéma de la Méditerranée à la transition Eo-Oligocène (Jolivet et al. 2006)

L'unique front de subduction va évoluer et se fragmenter en partie à cause de l'étroitesse des domaines océaniques et la présence des nombreux blocs continentaux individualisés. La zone de convergence présente différents stades d'avancement avec des zones en subduction océan-continent, des zones en collision continentale et enfin des zones en extension post-orogénique.

La zone ouest méditerranéenne est complexe de par l'antagonisme de ses structures. En effet, les bassins s'ouvrent alors que le contexte général est celui du rapprochement de l'Afrique et de l'Eurasie qui tend à réduire l'espace disponible. De plus, la géométrie des bassins et des chaînes périphériques impose de nombreuses contraintes aux modèles géodynamiques proposés. Depuis les années 1970, de nombreux modèles ont vu le jour et l'évolution des méthodes d'investigations scientifiques a affiné ces modèles. L'ensemble des modèles appliqués à ces bassins repose sur un socle commun que je vais présenter ci-après, néanmoins de nombreuses questions restent sujettes à discussion.

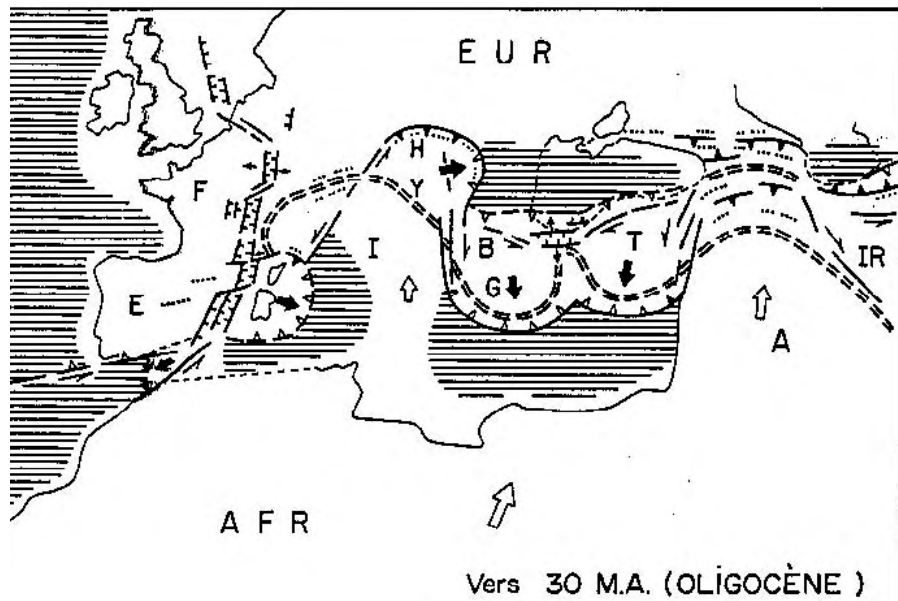


Figure I. 9: Schéma structural de la Méditerranée occidentale à la fin de l'Oligocène (Tapponnier, 1977)

Contexte : Durant l'Oligocène un ralentissement de la convergence AF-EU se produit (Jolivet et Facenna, 2004) ce qui va provoquer de l'extension dans le domaine méditerranéen occidental. Les reconstructions tenant compte de l'extension s'accordent pour reconstituer une unique zone de subduction vers le nord au sud du bloc AlKaPeCa s'étendant entre le futur détroit de Gibraltar et le futur bassin Liguro-Provençal (Fig. I.9, Le Pichon et al., 1971). Le prolongement de cette zone de subduction et son raccord avec la section apenninique restent sujet à débat. De même, la limite nord de ce segment orogénique est souvent interprété comme un autre front de subduction vers le nord, parfois relié aux chevauchements bétiques à l'ouest ou aux fronts alpins à l'est. Cette interprétation individualise un massif orogénique central, décrit par Bouillin et al. (1986). Les phénomènes d'extension post-orogénique vont provoquer une phase de rifting qui va morceler de massif en une mosaïque de micro-blocs dont Alboran, les Kabylies, les massifs péloritain et calabrais (AlKaPeCa) ainsi que le bloc Corso-Sarde et les Baléares (Bouillin et al., 1986).

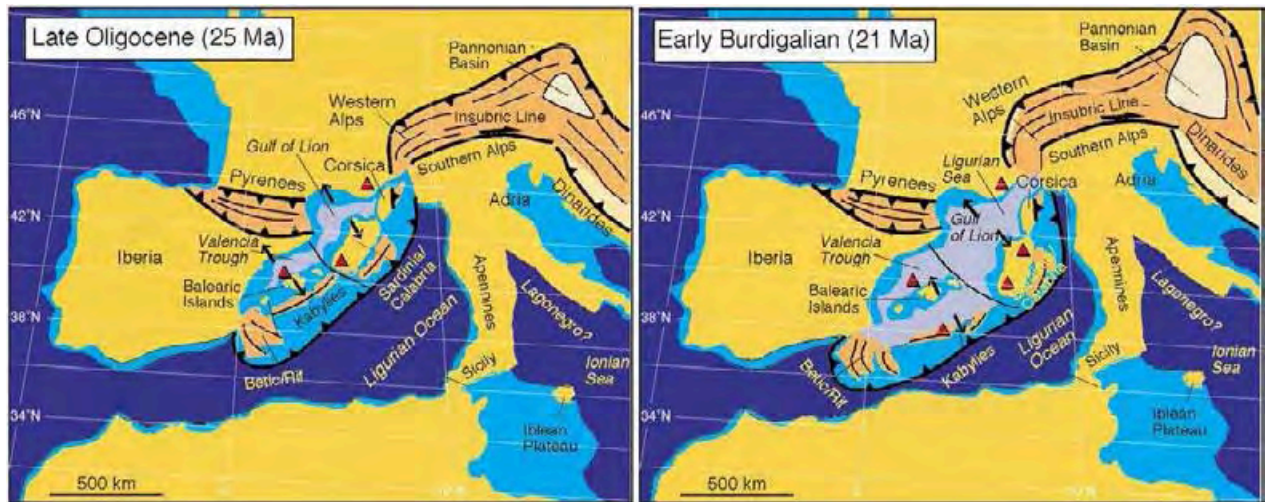


Figure I. 10: La Méditerranée occidentale au Miocène inférieur. (Rosenbaum et al., 2002)

Rifting : Le rifting en Méditerranée Occidentale s'initie vers 30Ma au nord du massif dans ce qui sera les futurs golfes du Lion et de Valence et la mer Ligure (Fig. I.10). Cette phase de rifting est enregistrée par les sédiments syn-rift retrouvés dans les zones précitées. Gorini, (1993) et Séranne et al., (1999) décrivent des sédiments marins syn-rift datés à 29Ma dans le Golfe du Lion ainsi que Cravatte et al. (1974) qui les observe sur le forage Autan-1 en off-shore. D'autres sédiments syn-rift sont datés par Cherchi et Montadert (1982) à 30Ma sur la marge ouest-Sarde et à 28Ma dans le golfe de Valence (Maillard et al., 1992). Une phase de rifting est aussi décrite en Mer d'Alboran vers 26Ma (Lonergan et White, 1997; Platt et Whitehouse, 1999). La déformation extensive qui ouvre la Méditerranée occidentale est partitionnée. En surface, de grands grabens typiques de blocs basculés se mettent en place (Golfe du Lion, Golfe de Valence nord-est et Sud-Sardaigne) en certains lieux alors qu'à d'autres, des détachements à faible pendage sont décrits (Corse, Jolivet et al., 1990 ; Brunet et al., 2000 ou en Calabre, Rossetti et al., 2001).

Au Burdigalien, le rifting s'intensifie dans le bassin Liguro-Provençal ce qui provoque la migration vers le Sud-Est du bloc Corso-Sarde (Rehault et al. 1984; Speranza et al., 2002; Gattacceca et al., 2007). Dans le même temps, l'extension se prolonge vers l'est dans le golfe de Valence, toujours selon une direction NW-SE et provoquant la migration du promontoire Baléares vers le Sud (Maillard et al., 1993). Plus au sud du bourrelet orogénique, la phase de rifting va désolidariser le bloc AlKaPeCa du promontoire Baléares et du bloc Corso-Sarde (Bouillin et al., 1986; Rosenbaum et al., 2004).

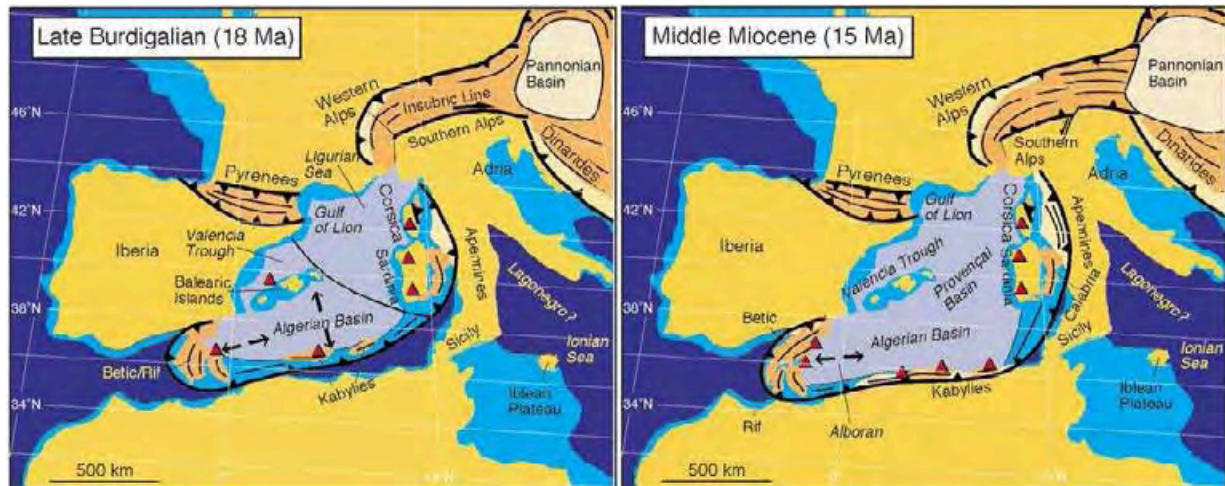


Figure I. 11: La méditerranée occidentale au Miocène moyen. (Rosenbaum et al., 2002)

Accrétion : L'océanisation du bassin Liguro-Provençal est synchrone de la rotation du bloc Corso-Sarde (Rehault et al., 1984; Van der Voo et al., 1990; Chamot-Rooke et al., 1997; Speranza et al., 2002; Gattacceca et al., 2007). Les études paléomagnétiques ont montré que le bloc subit une rotation antihoraire de 50° vers le sud-est qui s'initie vers 20.5Ma et est complète à 15Ma (Pasquale et al., 1996 ; Gattacceca et al. 2007, Fig. I.11). A 15Ma, la fin de l'océanisation dans le bassin Liguro-Provençal est relayée par le début de l'extension en Sardaigne et dans le domaine Est-Algérien (Fig. I.11, Doglioni et al., 1999; Jolivet et al., 2008). Il n'y a pas d'accrétion océanique dans le Golfe de Valence qui est découplé du bassin Liguro-Provençal par un accident situé à l'est de Minorque, la zone de transfert Nord-Baléares (Fig. I.11, NBFZ, Rehault et al., 1984 ; Mauffret et al., 1995) : l'extension essentiellement marquée sur la marge catalane diminue des 18Ma (Maillard et al., 1992; Mauffret et al., 2004). La marge sud de Valence et le promontoire Baléares est alors une zone en compression marquée par les chevauchements bétiques (Gelabert et al. 1997, 2004, Sabat et al. 2011).

L'âge de l'océanisation ainsi que la direction d'accrétion pour le bassin algérien sont très discutés et restent hypothétique. Un âge de l'océanisation (16Ma -8Ma) est proposé à partir de données de sismique réflexion par corrélation de réflecteurs sismiques du golfe du Lion jusque dans le bassin Algérien (Mauffret et al. 2004). La mer d'Alboran ayant son origine dans le bloc AlKaPeCa situé plus à l'est implique un mouvement vers l'ouest. Cependant la relation cinématique entre le mouvement vers l'ouest d'Alboran (Mauffret et al., 2004; Platt et al., 2005; Frizzon de Lamotte et al., 2011; Medhaouri et al., 2014) et l'évolution du bassin Algérien reste mal comprise (Fig. I.12).

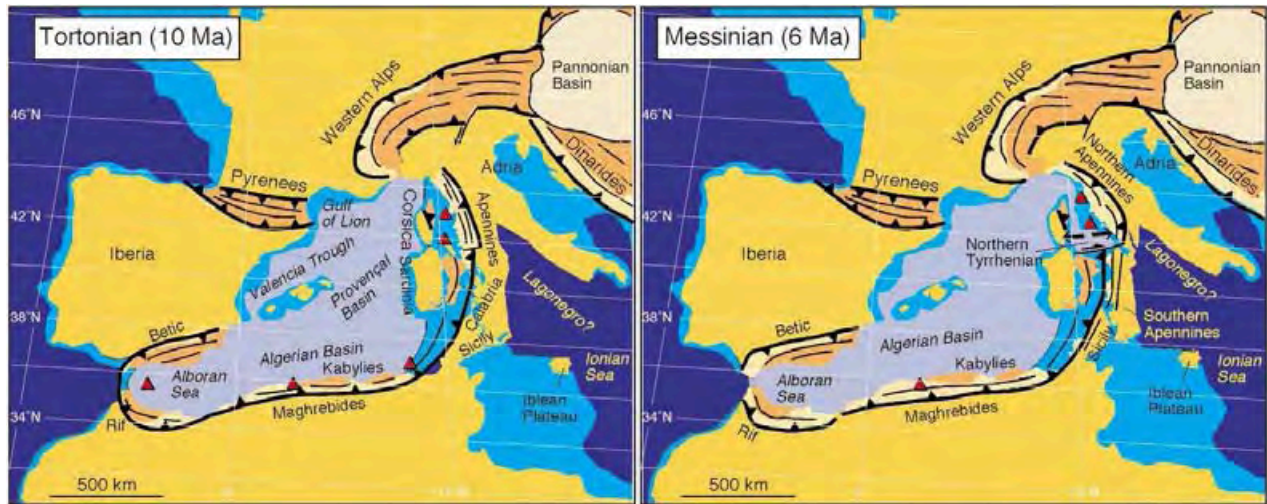


Figure I. 12: Schéma de la Méditerranée au Miocène supérieur (Rosenbaum et al., 2002)

La dernière phase d'extension connue dans le bassin s'initie au Tortonien (Mauffret et al. 2004, Rosenbaum et al. 2004, Carminati et al. 2012) et se localise dans la mer Tyrrhénienne. Deux bassins de nature océanique se mettent ensuite en place au sud-ouest de Naples (bassin de Vavilov) et directement au nord de la Sicile (bassin de Marsili) durant le Pliocène.

De nombreux indices de compression sont actuellement observés sur certains segments de la marge Algérienne (Fig. I.13, Auzende et al 1973, El Robrini 1986, Argus et al, 1989, Megrhaoui 1996, Strzeczynski et al. 2010, Leprêtre et al. 2012) et la marge Ligure (Sage, travaux en cours) tendant à inverser les marges passives. Des indices de réactivation sont aussi observés dans les Baléares (Maillard et Mauffret, 2013) et sur la marge est-Sarde (Gauillier et al. 2014).

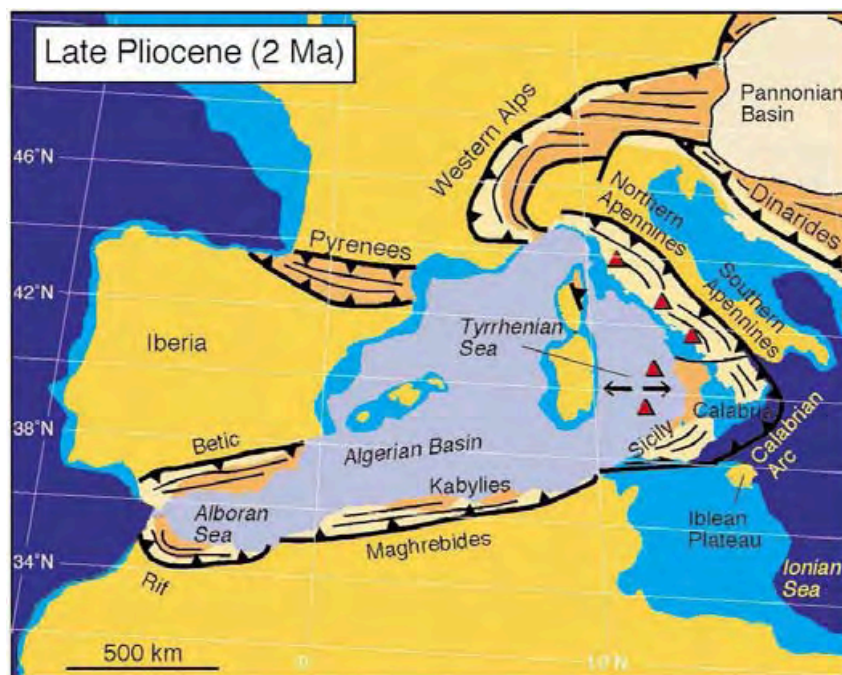


Figure I. 13: Schéma de la Méditerranée à la limite Pliocène-Pléistocène (Rosenbaum et al., 2002).

I.1.3. Les moteurs de l'ouverture :

Le phénomène d'ouverture de bassins dans un contexte de convergence a amené de nombreuses hypothèses quant aux moteurs de cette extension. S'il est acquis que l'évolution de la Méditerranée est liée aux mouvements de la plaque Afrique par rapport à l'Eurasie (Olivet et al., 1987, 1996; Dewey et al., 1989), Royden (1993) puis Lonergan et White (1997) vont proposer un moteur de la cinématique méditerranéenne qui fait toujours consensus aujourd'hui.

Les premiers modèles géodynamiques parus sur la Méditerranée découlent généralement de travaux de terrains. Les études de géologie marine et de géophysique sont ensuite venues compléter les jeux de données existants et préciser les modèles. Les premiers modèles proposés (e.g. Tapponnier, 1977) mettent en avant l'influence de la convergence Afrique-Eurasie ainsi que la forme irrégulière des continents et font une analogie avec la collision entre l'Inde et l'Asie. L'ouverture de la Méditerranée est la conséquence du poinçonnement de la plaque Eurasie par un promontoire de la plaque Afrique (bassin occidental) et la plaque Arabie (bassin oriental) (Fig. I.14). Dans son modèle, ces poinçonnements provoquent la migration de plusieurs micro-arcs (Baléares, Toscan et Gibraltar). Le concept du poinçon est repris par d'autres auteurs tels que Bouillin et al. (1986) mais en modifiant les modalités d'ouverture.

Bouillin et al. (1986) introduisent le concept de l'AlKaPeCa et proposent une ouverture plutôt vers l'ouest du bassin Algérien contrôlée par des systèmes de failles transformantes comme ceux de Crevillente (Bétiques) ou du Nekor (Rif).

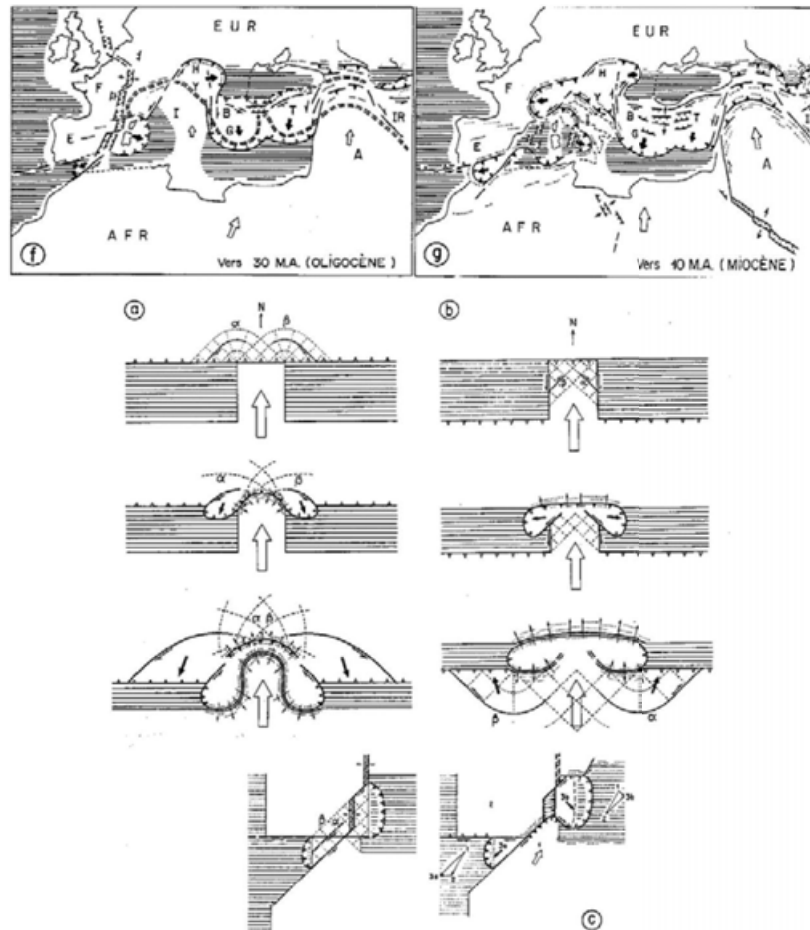


Figure I. 14: Le modèle par poinçonnement (Tapponnier 1977)

L'utilisation des données géophysiques va confirmer l'importance de la convergence de l'Afrique (Olivet et al., 1996) mais va infirmer le concept du poinçonnement dans le bassin occidental (hormis pour la chaîne des Alpes). Grimson et Chen, (1986) vont mettre en évidence la possibilité d'une délamination du manteau lithosphérique de la Méditerranée dans la zone d'Alboran-bassin Algérien (Fig. I.15). De nombreux modèles (Platt et Vissers 1989, 1992; Platt et England, 1994; Vissers et al., 1995; Martinez et Azanon, 1997) ont proposé ce concept à la lumière de nouvelles données de terrain et de géophysiques telles que l'inversion sismique (Grimson et Chen, 1986; Seber et al., 1996; Calvert et al., 2000). Ces données montrent l'existence d'un « gap » de sismicité entre deux volumes sismiquement actifs (Seber et al., 1996) qui correspond à une forte anomalie négative de gravité (Banda et al. 1980), aux

anomalies de flux de chaleur (Polyak et al., 2000) ainsi qu'à des épanchements de magmas néogènes (Comàs et al., 1992, 1999).

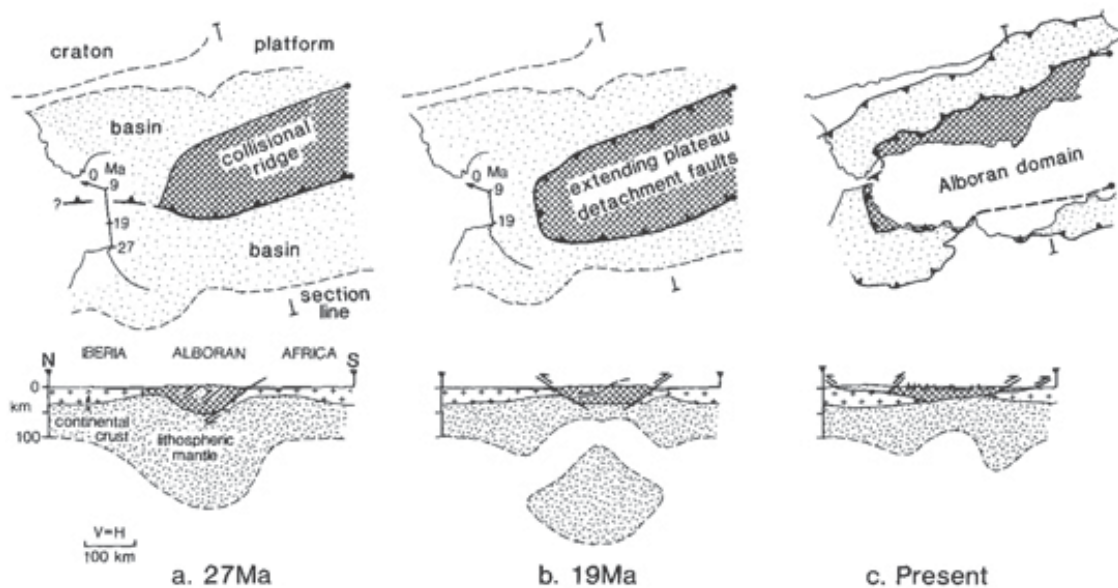


Figure I. 15: Le modèle de délamination lithosphérique appliqué à la zone Alboran (Platt et Vissers, 1989)

La migration des arcs volcaniques liée à des subductions par rapport aux points chauds a été décrite par Dewey (1980) dans les bassins du Pacifique. Royden (1993) a réalisé une synthèse multi-disciplinaire de différentes zones de subduction dont l'arc de Gibraltar et a mis en évidence la migration rapide de certaines zones de subduction, générant beaucoup d'extension arrière-arc et formant des reliefs négatifs associés à un métamorphisme bas-grade. C'est à partir de ces travaux que Lonergan et White (1997) ont réalisé une synthèse multidisciplinaire de la convergence Afrique-Eurasie compilant données de géophysique, de terrain, de volcanisme et de sismicité et, ont ainsi proposé, un modèle qui implique le retrait de la plaque plongeante Téthysienne. Dans ce modèle, le front de subduction migre, dans la direction d'extension par retrait de la fosse (roll-back), jusqu'à épuisement de l'espace disponible puis s'« étale » latéralement (Fig. I.16).

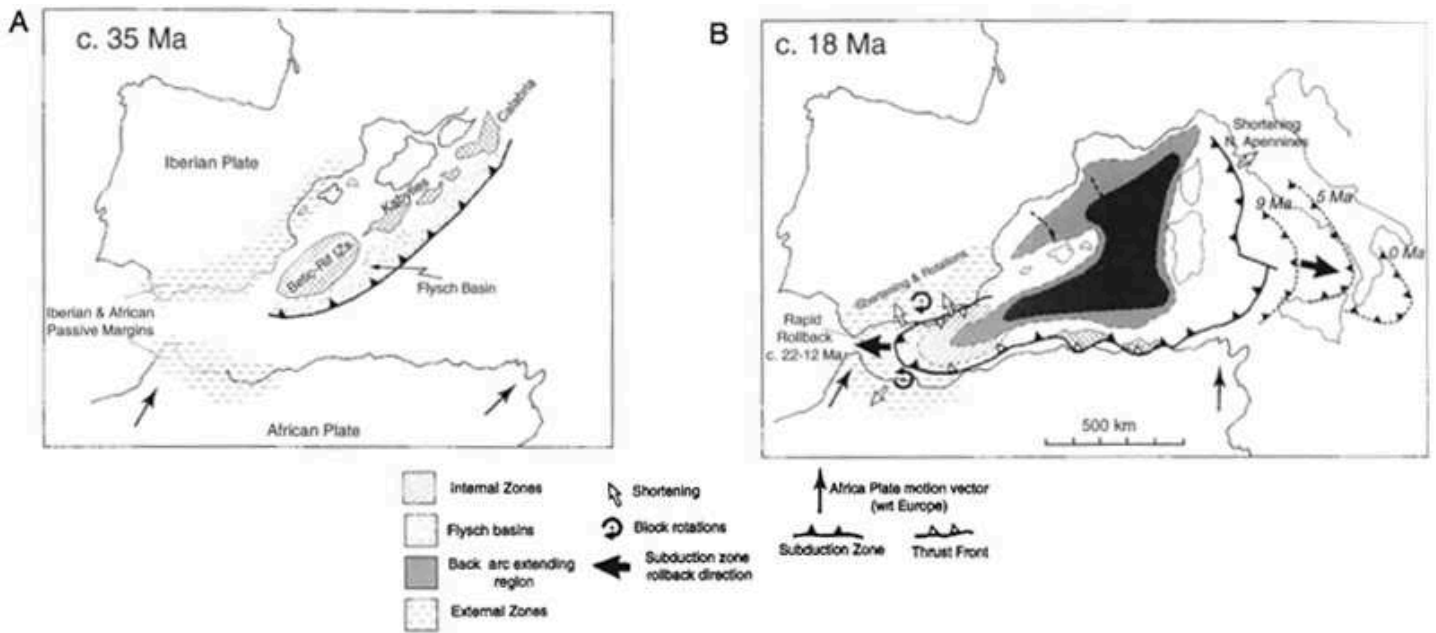


Figure I. 16: Le modèle de « Slab Rollback » proposé par Lonergan et White (1997)

Le retrait des panneaux plongeants en Méditerranée est bien marqué par la migration du volcanisme durant l'Oligo-Miocène (Duggen et al., 2003; Carminati et al., 2012) et à terre par de nombreux indices tels que les détachements à faible pendage et certaines associations pétrologiques. Depuis 2005, les avancées de la tomographie ont amené de nouvelles observations permettant d'imager les panneaux plongeants dans le manteau (Bijwaard et al., 2000, Wortel et Spakman, 2004; Bezada et al., 2012). La tomographie permet d'observer la morphologie des slab et a permis de comprendre l'une des raisons du retrait des fosses en Méditerranée. Le panneau plongeant calabrais montre un pendage très fort puis s'horizontalise au niveau de la limite inférieure de l'asthénosphère. Ce blocage s'accommode par la recul de la fosse de subduction (Jolivet et Faccena, 2000). Dans certains cas, des déchirures de la plaque plongeante ont été imagées (Wortel et Spakman, 2004; Cavazza et al., 2004; Bezada et al., 2012), (Fig. I.17).

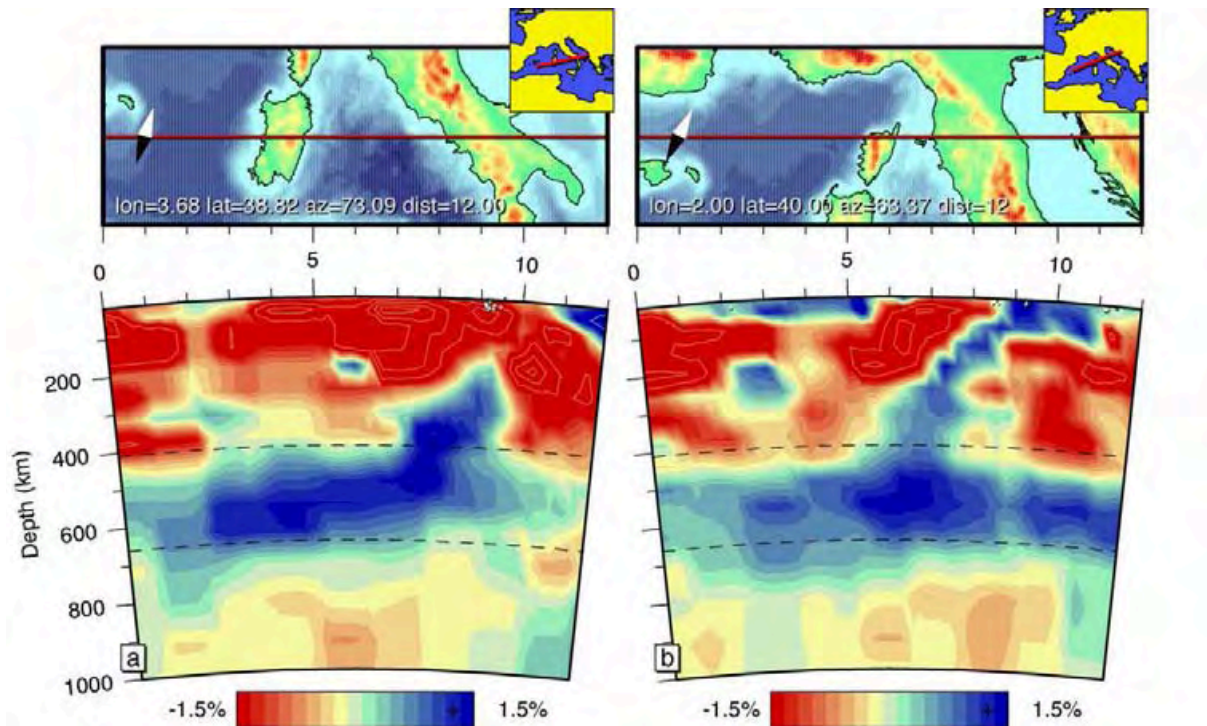


Figure I. 17: Données de tomographie montrant la présence d'un corps froid sous l'Italie, interprété comme les vestiges du slab téthysien. En A, les données montrent une déchirure du slab dans sa partie supérieure. Dans les deux cas, on remarque que le slab a atteint la limite des 670km et a tendance à s'horizontaliser (Spakman et Wortel, 2004).

Govers et Wortel (2005) synthétisent les observations qui ont été réalisées sur 5 régions où une subduction active est connue. Ils montrent que dans ces régions aux bordures des plaques plongeantes, de grands accidents transformants se mettent en place associés à des rotations des terrains adjacents lorsque le front de subduction se déplace. Par analogie avec les données de terrain connues sur les chaînes Bétiques ou dans la région Calabraise, ils proposent un argument fort pour confirmer le recul des fronts de subduction dans la Méditerranée. En effet, les données de terrain montrent bien de grands accidents transformants dans les Bétiques couplés à des rotations horaires de la chaîne mis en évidence par le paléomagnétisme ou les orientations des chevauchements bétiques (Comàs et al., 1992, 1996, 1999; Crespo-Blanc et al., 2013). Ces grands accidents transformants (STEP = Subduction-Transform Edge Propagator) sont de plus en plus cités (Bezada et al., 2012; Medhaouri et al., 2014; Van Hisbergen et al., 2014) comme argument expliquant que le moteur principal de l'extension et de ces mouvements décrochants est le retrait des plaques plongeantes (Fig. I.18).

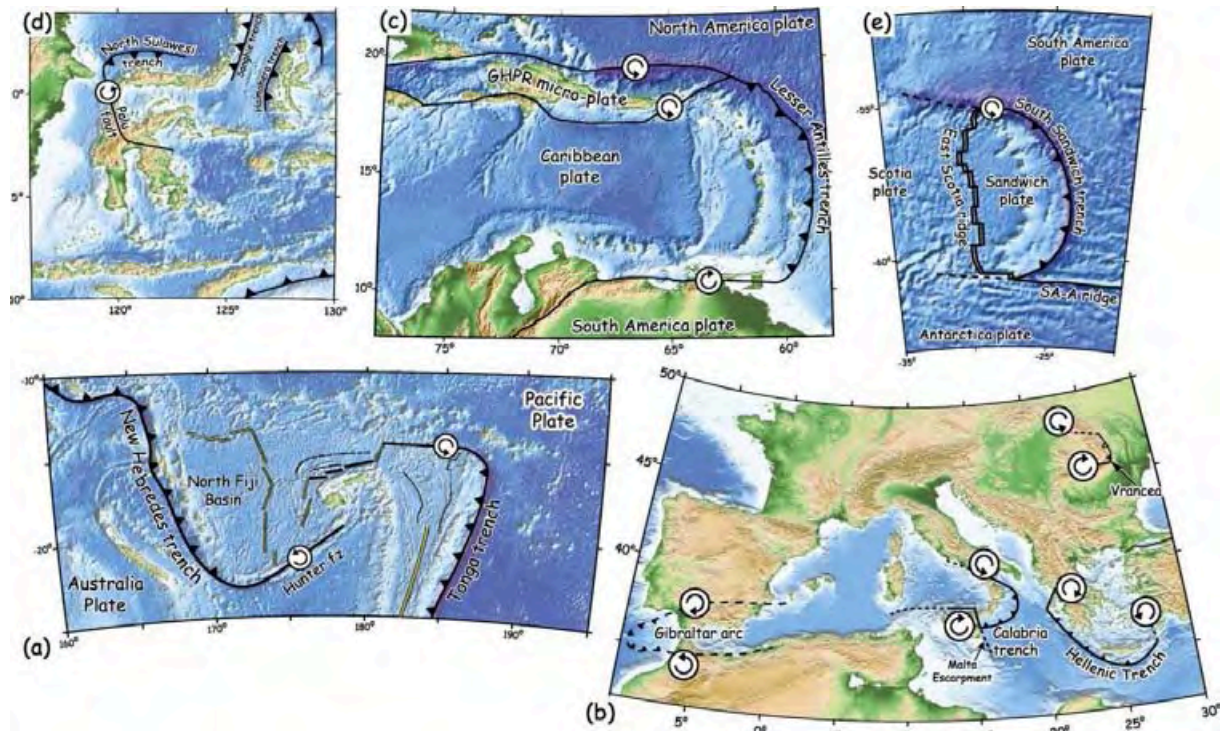


Figure I. 18: Différentes zones de subduction sujettes au recul de la fosse et montrant des déformations transformantes et des rotations sur les bordures de la fosse (Govers et Wortel, 2005). Ce type de déformation appelé STEP (Subduction Transform Edge Propagator) est observé sur le bassin nord-Fidjien (a), la Méditerranée dans son ensemble (b), la fosse des Petites Antilles (c), la fosse de Sulawesi (d) et la fosse sud Sandwich (e).

I.1.4. Les différents modèles géodynamiques :

Tous les auteurs s'accordent sur le fait que la zone de subduction ouest-méditerranéenne située au sud du bloc AlKaPeCa va commencer à migrer vers le sud vers 30 Ma. Les modèles s'accordent sur plusieurs points bien contraints par des données multidisciplinaires. L'extension commence toujours dans la zone Golfe du Lion-Mer Ligure et s'accompagne de la rotation antihoraire du bloc Corso-Sarde ainsi que de la fragmentation du bloc AlKaPeCa entre 25Ma et 20Ma.

Le cas d'Alboran est complexe et sujet à de nombreuses hypothèses malgré un ensemble très dense de données de tous horizons (géophysique, géologique, pétrologique, forages...). Les données géophysiques et sédimentaires montrent néanmoins clairement deux phases extensives. Une première est décrite dans une direction N-S vers 23Ma (Lonergan et White, 1997 ; Rosenbaum et al., 2004), suivie d'une seconde phase qui serait plus récente et dans une

direction E-W. Cette seconde phase est suggérée par les données du volcanisme qui montrent une migration de l'arc volcanique d'est en ouest ainsi que par les données de tomographie qui montrent la présence d'un slab penté vers l'est à l'ouest de Gibraltar. Le retrait de ce slab vers l'ouest en accord avec la migration du volcanisme ainsi qu'avec la morphologie générale des chaînes bético-rifaines. C'est par contre la position initiale du bloc Alboran-Gibraltar qui est très discutée et différente selon les modèles. Plusieurs auteurs proposent des théories « autochtonistes » en considérant qu'Alboran ne se déplace pas (Zeck et al., 1999; Rosenbaum et al., 2002; Jolivet et al., 2008) alors que d'autres sont plutôt « allochtonistes » avec des distances de migration variant entre 670 km et 150 km (Platt et Vissers, 1989; Lonergan et White, 1997; Mauffret et al., 2004; Bezada et al., 2012; Medhaouri et al., 2014).

L'interprétation du bassin Algérien est rendue difficile du fait de la position au sud des Baléares et adjacente au bassin Liguro-Provençal ainsi qu'à cause de sa morphologie très étroite. Le bassin Algérien possède une couverture fragmentaire en termes de données géologiques alors que les marges ont fait l'objet de nombreuses études (entre autres les profils sismiques profonds ESCI sur la marge Espagnole en 1995 et MARADJA et SPIRAL sur la marge algérienne jusqu'en 2014, voir chapitre II). La couverture de données sismiques industrielles est très dense mais la plupart des données disponibles sont anciennes et ne permettent pas d'observer les structures profondes du bassin. Les données magnétiques sont anciennes (Galdeano et Rossignol, 1977) et les anomalies visibles dans le bassin Algérien ne montrent pas de centre d'accrétion dans un sens ou dans l'autre. A terre les rares données paléomagnétiques ou structurales montrent que l'ouverture du bassin est complexe et ne se fait pas via une simple rotation comme dans le Liguro-Provençal. Enfin et surtout, il n'existe aucun forage disponible ayant atteint le socle donc il existe une forte incertitude sur la nature crustale et l'âge du bassin Algérien. La géodynamique de ce bassin est donc totalement incertaine à l'heure actuelle. En effet, les marges du bassin, très différentes quant à leur morphologie et leur structure, peuvent amener à des interprétations très diverses. Les études réalisées du côté espagnol où les marges sont très escarpées amènent souvent à des modèles d'ouverture E-O et inversement du côté algérien où les marges sont raides mais où une partie des structures est masquée par la tectonique compressive actuelle de la région nord-Algérienne.

| Auteurs | Principales données utilisées | Mécanisme invoqué |
|--------------------------------|---|---|
| Rehault et al., 1984 | Sismique réflexion, Ages Ar/Ar, paléomagnétisme | Accrétion |
| Dewey et al., 1989 | Géophysique, magnétisme et données SEASAT | Accrétion |
| Doglioni et al., 1999 | Forages du Leg ODP 161, synthèse de données terrain et sismique réflexion | Slab rollback |
| Vergès et Sabat, 1999 | Géophysique et terrain | Slab rollback |
| Frizon de Lamotte et al., 2000 | Terrain | Slab rollback |
| Rosenbaum et al., 2004 | Pétrologie, géochimie, tomographie, paléomagnétisme | Slab rollback et rupture locale de slab |
| Martin, 2006 | Géophysique et modélisation | Slab rollback et accrétion |
| Schettino et Turco, 2006 | Synthèse géophysique | Slab rollback |
| Vergès et Fernandez, 2012 | Synthèse de modèles géodynamiques géochimie et pétrologie | Slab rollback et rupture de slab |

Tableau I. 1 : Tableau synthétisant une partie des modèles ouvrant le bassin Méditerranéen occidental selon une direction principalement NO-SE

Ce modèle est suggéré par un ensemble d'observations multidisciplinaires et minimisent ou nient la possibilité d'un déplacement vers l'ouest d'Alboran. Le bassin Algérien représentant la continuité géographique et géologique du bassin Liguro-Provençal, il est alors logique de supposer que l'extension se fasse dans la même direction pour les deux bassins. Les études de terrain montrent que les Kabylies appartenant au bloc AlKaPeCa sont caractérisées par des chevauchements vers le sud (Leblanc et Olivier, 1984 ; Bouillin et al., 1986) ce qui implique une position plus au nord avant l'ouverture du bassin. Le dernier argument suggérant ce modèle est la nature de la faille nord-Baléares qui découplent le bassin Liguro-Provençal du bassin Algérien. Cette faille située à l'est de Minorque est décrite comme un accident transformant dextre (Mauffret et al., 1992 ; Gueguen et al., 1995 ; Mauffret et al., 2004) ce qui serait cohérent avec un mouvement N-S sur l'ensemble des bassins, la faille servant de relai extensif au bassin Liguro-Provençal.

Néanmoins, ce type de modèle est difficilement compatible avec d'autres observations pétrologique et géologique. La migration des arcs volcaniques liées à la subduction de la croûte téthysienne a été étudiée en détail (Lonergan et White, 1997 ; Rosenbaum et al., 2004 Duggen et al., 2008 ; Carminati et al., 2012). Dans le bassin Liguro-Provençal l'arc volcanique migre vers le SE jusqu'en Calabre, sa position actuelle. Dans la zone bassin Algérien-Alboran, les observations de terrain montrent clairement une migration du volcanisme vers l'ouest durant le Miocène, l'arc actuel étant celui de Gibraltar. Il est donc difficile de corréler l'ouverture vers le sud d'un bassin alors que l'arc volcanique se déplace vers l'ouest.

| Auteurs | Principales données utilisées | Mécanisme invoqué |
|----------------------------|---|-----------------------------|
| Bouillin et al., 1986 | Données de terrain et pétrologie | Poinçonnement et accréation |
| Lonergan et White, 1997 | Synthèse de données multidisciplinaire (terrain, géophysique, pétrologie) | Slab rollback |
| Gueguen et al., 1998 | Article de synthèse | Slab rollback |
| Carminati et al., 1998a, b | Tomographie, géophysique | Slab rollback, déchirure du |

| | | |
|-----------------------------------|--|--|
| | et modélisation analogique | slab |
| Rosenbaum et al., 2002 | Modélisation | Slab rollback |
| Cavazza et al., 2004 | Programme TRANSMed, géophysique, tomographie, terrain | Slab rollback |
| Facenna et al., 2004 | Tomographie, modélisation | Slab rollback, déchirure du slab |
| Mauffret et al., 2004 | Synthèse géodynamique, sismique réflexion | Slab rollback |
| Mattauer et al., 2007 | Terrain et modèle conceptuel | Dérive due à des courants asthosphériques |
| Jolivet et al., 2008 | Article de synthèse, modélisation, anisotropie des anomalies de vitesse dans le manteau | Slab rollback, déchirure du slab |
| Frizon de Lamotte et al., 2008 | Données de terrain, sismique réflexion | Slab rollback |
| Bezada et al., 2012 | Tomographie et modélisation | Slab rollback et déchirure du slab |
| Medhaouri et al., 2014 | Sismique réflexion, gravimétrie et magnétisme | Slab rollback |
| Van Hisbergen et al., 2014 | Article de synthèse, modélisation, tomographie | Slab rollback, déchirure du slab |

Tableau I. 2: Tableau synthétisant une partie des modèles incluant un mouvement E-O lors de l'ouverture du bassin Algérien.

Ce modèle considère la possibilité de mouvements vers l'ouest, importants (Mauffret et al., 2004) ou minimes (Facenna et al., 2004 ; Jolivet et al., 2008). Dans ce modèle, l'existence de mouvements vers le sud dans le bassin Algérien n'est pas toujours contestée et peut-être décrite de manière synchrone ou asynchrone aux mouvements vers l'ouest (Rosenbaum et al., 2004 ; Frizzon de Lamotte et al., 2009).

La morphologie raide des marges tant du côté espagnol (Bousquet, 1979 ; Martinez-Diaz et al., 2002 ; Alfaro et al., 2012) que du côté Algérien (Bouillin et al., 1986 ; Deverchère et al., 2005 ; Domzig et al., 2006 ; Frizon de Lamotte et al., 2008 ; Strzeczynski et al., 2009 ; Leprêtre, 2012) associée à l'existence de nombreux accidents transformants orientés selon une direction globalement E-O (Bouillin et al., 1986, Frizon de Lamotte et al., 2008 pour la marge Algérienne, Comas et al., 1999 ; Platt et al., 2004 ; Alfaro et al., 2012 pour l'Espagne) suggèrent aussi un mouvement transformant vers l'ouest. Les données de sismique réflexion ont de plus mis en évidence un ensemble de blocs basculés d'orientation N-S et à pendage E à la limite entre le bassin Algérien et la mer d'Alboran (Comas et al., 1995 ; Booth-Rea et al., 2007). Enfin, les données géochimiques et pétrologiques font ressortir une migration de l'arc volcanique de Gibraltar vers l'ouest durant le Miocène (Lonergan et White, 1997 ; Duggen et al., 2008 ; Carminati et al., 2012).

Cependant, les modèles contestant les mouvements vers le sud dans le bassin Algérien n'arrivent pas expliquer l'existence de chevauchements vers le sud dans les Kabylies ni le fait qu'elles aient probablement été situées plus au nord. L'intégration de mouvements vers le sud dans certains modèles permet d'expliquer les mouvements des Kabylies mais ne répond pas à la problématique du timing de ce mouvement. La position du bloc Alboran est toujours discutée et aucune donnée actuelle (géologique ou géophysique) ne permet de replacer le bloc Alboran dans sa configuration d'origine. L'amplitude des mouvements vers l'ouest est de fait très diverse. Le fait que les deux bassins (Liguro-Provençal et Algérien) soit séparé par une faille transformante rend difficile le changement de direction de l'extension. On ne peut expliquer les mouvements vers l'ouest si la faille nord-Baléares est une faille transformante dextre. Van Hisbergen et al., (2014) proposent que la faille Nord-Baléares (NTFB) soit plus courte et qu'il y'ait un point triple entre plusieurs accidents décrochants dans la région de Minorque pour expliquer les variations de la direction d'extension. Enfin, le fait que la marge Algérienne soit reprise en compression, et donc que les structures liées à l'ouverture du bassin Algérien aient été réactivées (Deverchère et al., 2005 ; Domzig et al., 2006 ; Strzeczynski et al., 2009) ne permet d'affirmer clairement que ce type de modèle explique l'ouverture du bassin Algérien même si les études récentes tendent à abonder en ce sens.

I.2. Le promontoire Baléares :

Le promontoire Baléares est un haut topographique situé dans la partie centrale du bassin ouest-méditerranéen (Fig. I.1, Fig. I.19), séparant les bassins Liguro-Provençal, Algérien et le Golfe de Valence. Le promontoire mesure environ 450km de long pour une largeur d'environ 110km en moyenne. Il se prolonge depuis le cap de La Nao vers le bassin Liguro-Provençal selon une direction NE-SO. Le promontoire est composé de terrains immergés qui seront décrits ci-après et de terrains émergés, au nombre de 5. Il y a 4 îles principales : Majorque, la plus large ; Ibiza à l'ouest et Minorque à l'est et Formentera au sud d'Ibiza (Fig. I.19). Malgré sa position clé dans le bassin ouest-méditerranéen, les données et études sont relativement rares à l'échelle globale du promontoire comme à l'échelle locale des îles.

I.2.1. Morphologie du Promontoire :

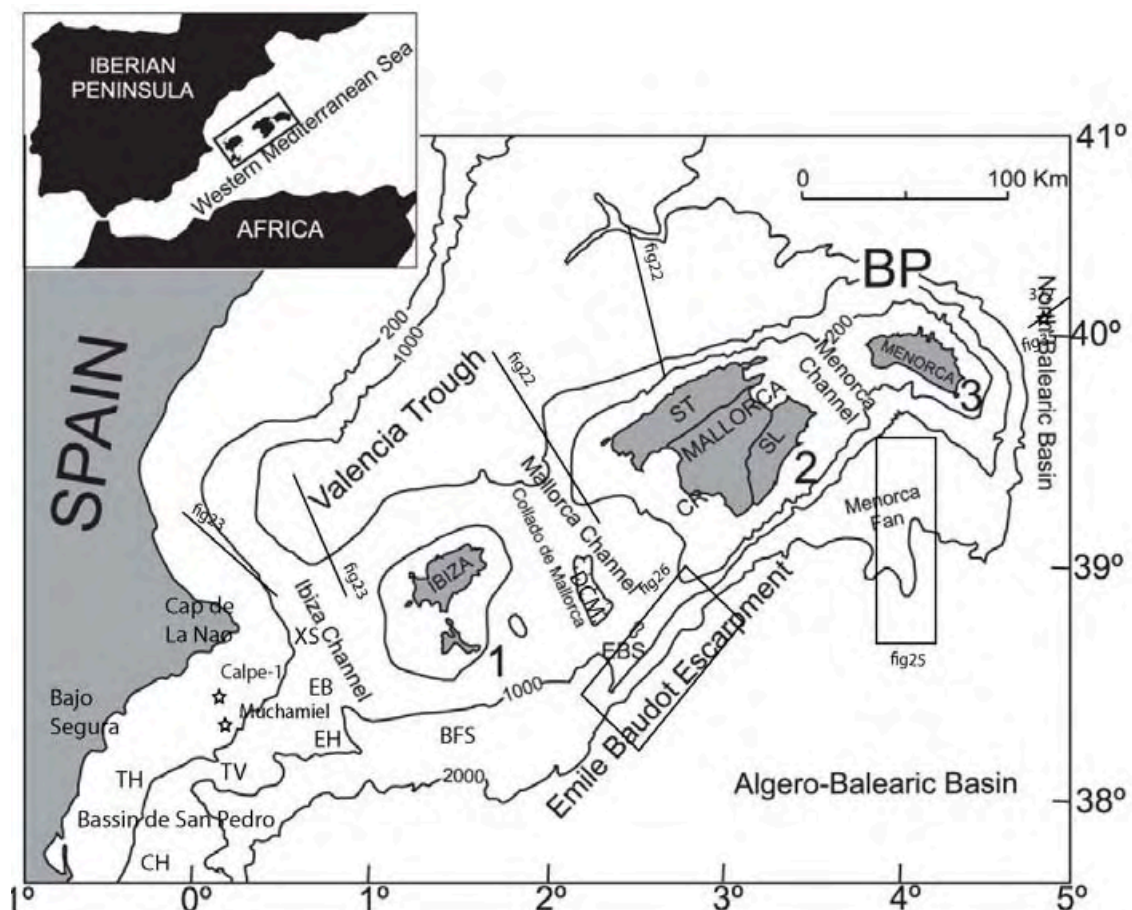


Figure I. 19: Carte bathymétrique du promontoire Baléares (Acosta et al., 2001a). ST : Sierra Tramuntana ; CR : Central Ranges ; SL : Sierra Llevant. TH : Haut de Tabarca ; TV : Hemi-graben de Torre Vieja ; CH : haut de Cogedor ; XS : Mont Xabia ; EB : Bassin d'Elche ;

EH : Haut d'Elche ; EBS : Mont Emile Baudot ; DCM : Dépression Centrale de Majorque ; BFS : Bassin de Formentera Sud.

Depuis les années 2000, de nombreuses campagnes en mer ont permis d'avoir une imagerie très fine de la morphologie du promontoire en mer. Acosta et al. (2001a, 2001b, 2002, 2004a, 2004b et 2013) ont réalisé plusieurs MNTs et cartes du promontoire via des données de sondeur multifaisceaux. Ces données mettent en évidence plusieurs caractéristiques du promontoire.

Le promontoire Baléares est un haut topographique se prolongeant dans la continuité des chaînes Bétiques. Ibiza et Minorque présentent une topographie peu accidentée avec des altitudes ne dépassant pas 500m. Majorque présente une morphologie plus accidentée avec 2 sierras (Fig. I.19, *Tramuntana* au nord, ST, *Llevant* au sud, SL) dont les altitudes dépassent 1000 m, avec un point culminant à 1445 m (*Puig Major*). Les 3 îles sont entourées par un plateau continental qui est continu entre Majorque et Minorque (Fig. I.19) mais incisé par deux chenaux : le premier entre Majorque et Ibiza et le second entre Ibiza et l'Espagne continentale (Acosta et al., 2001a, 2001b). 3 chenaux sont décrits entre les îles et délimitent 3 grands blocs morphologiques selon Acosta et al. (2001a). Les blocs correspondent aux 3 îles majeures des Baléares. Les blocs d'Ibiza et de Majorque ont une direction NE-SO correspondant aux sierras à terre (ST et SL, Fig. I.19) ainsi qu'à la direction générale des cordillères Bétiques (Acosta et al., 2001a). Le bloc Minorque est orienté selon une direction NO-SE qui on le verra est perpendiculaire à la majorité des structures du promontoire.

Le chenal entre Majorque et Minorque, est marqué seulement par deux incisions superficielles, l'une au nord vers le golfe de Valence et l'autre au sud vers le bassin Algérien. Ce chenal n'entaille cependant pas le plateau continental entre les deux îles qui est clairement continu (Fig. I.19).

Le second chenal, entre Majorque et Ibiza (Fig. I.19), se caractérise par une forme en V orientée vers le golfe de Valence dont la profondeur varie entre 400 m et 800 m. Ce chenal se termine dans un bassin pseudo-circulaire de 75 km de large sur 55 km de long dit dépression centrale de Majorque (DCM). La DCM a une profondeur maximale de 1100 m et présente une morphologie peu accidentée. Dans sa partie nord Acosta et al. (2001a) décrivent de petites structures dans la bathymétrie interprétées comme des failles décrochantes ainsi que des édifices volcaniques (*Mont Ausias Marc* et *Mont Dels Oliva*) sur la bordure ouest. La DCM est fermée au sud par le mont d'Emile Baudot qui est de nature volcanique (Acosta et al., 2004a) et

ne communique pas avec le bassin Algérien. Au sud-ouest, la DCM se prolonge dans le bassin au sud de Formentera (Fig. I.20).

Le troisième chenal, entre Ibiza et l'Espagne continentale, est caractérisé par une incision de 45km de large et profonde de 80 m à 800 m. Son extrémité nord se termine en pente douce et s'évase dans le golfe de Valence. La partie centrale du chenal d'Ibiza, aussi appelé bassin d'*El Cid*, présente une morphologie accidentée correspondant à différents monts sous-marins (*Split Seamount*, *Xabia Seamount* et *El Cid Seamount*, Fig. I.20, Acosta et al., 2002), dus à des réactivations tectoniques récentes à moyenne et grande échelle (Maillard et Mauffret, 2013). Au sud du cap de la Nao, le chenal rejoint deux bassins, le bassin d'*Elche* et le bassin de *San Pedro* (qui correspond à la continuité en mer du bassin du *Bajo Segura*). L'extrémité sud du chenal se termine dans le bassin Algérien et est caractérisée par une topographie en marches d'escaliers. Le chenal se referme vers l'ouest par le bassin de *Cogedor* qui ne communique pas avec le bassin Algérien. Ce bassin possède une topographie plane est fermée au nord par le demi-graben de *Torre Vieja* et au sud par le *Palos Seamount*, appartenant à l'extrémité est de l'escarpement de Mazarron. Cette structure abrupte sépare la plateforme d'Alicante de la plaine abyssale algérienne.

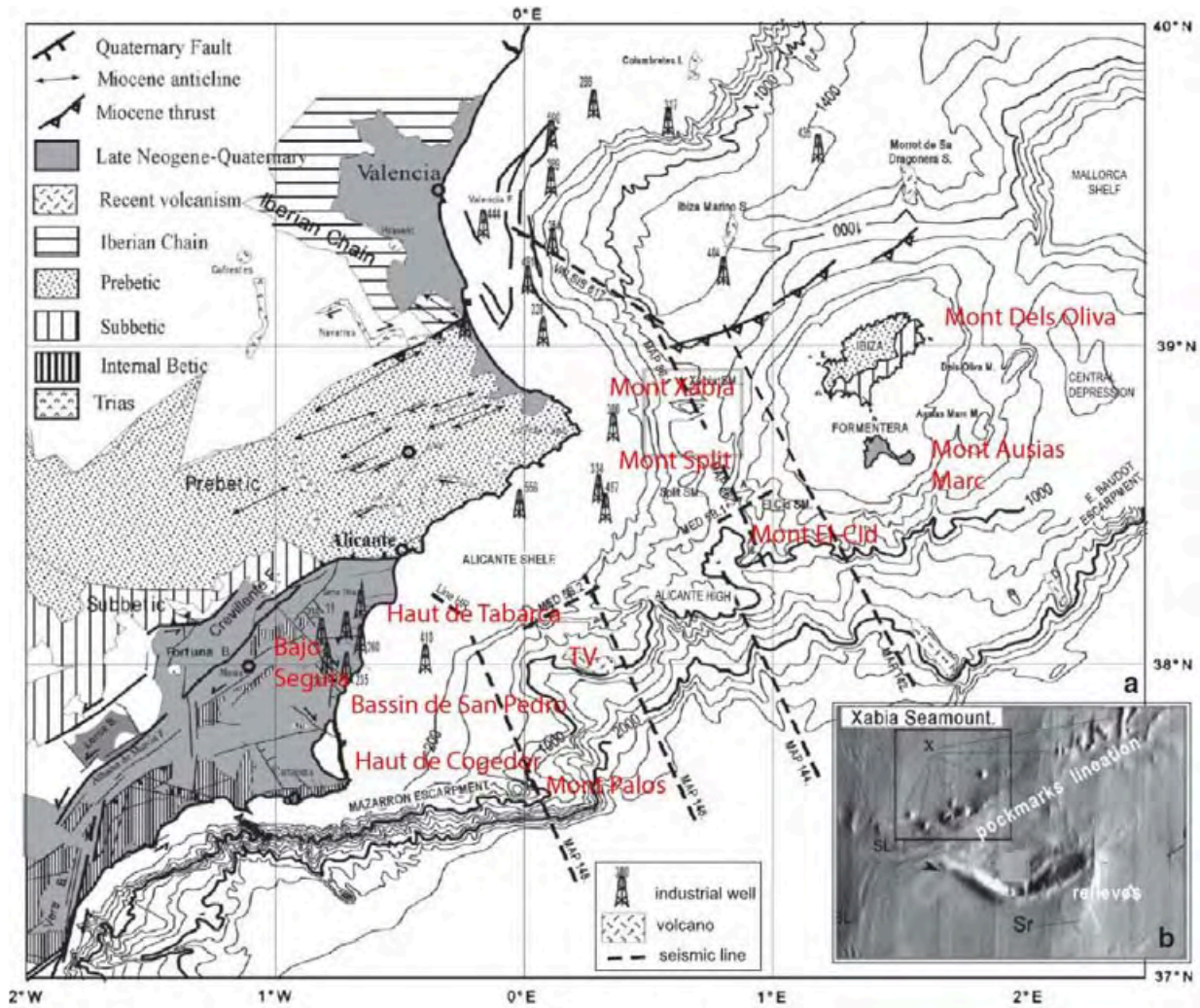


Figure I. 20: Carte bathymétrique du chenal d'Ibiza (Maillard et Mauffret, 2013). Le détail du mont Xabia en haute résolution est d'après Acosta et al. (2002)

Le promontoire Baléares est bordé par 3 bassins et la morphologie des marges est très variable d'un bassin à l'autre. Dans ce manuscrit les marges sont toujours situées en fonction du promontoire Baléares : la marge nord Baléares correspond à la marge sud du bassin de Valence ; la marge sud Baléares correspond à la marge nord du bassin Algérien. Les deux marges sont sublinéaires et orientées SO-NE. Elles ne sont pas parallèles et ont tendance à converger à l'est du promontoire Baléares (Fig. I.19)

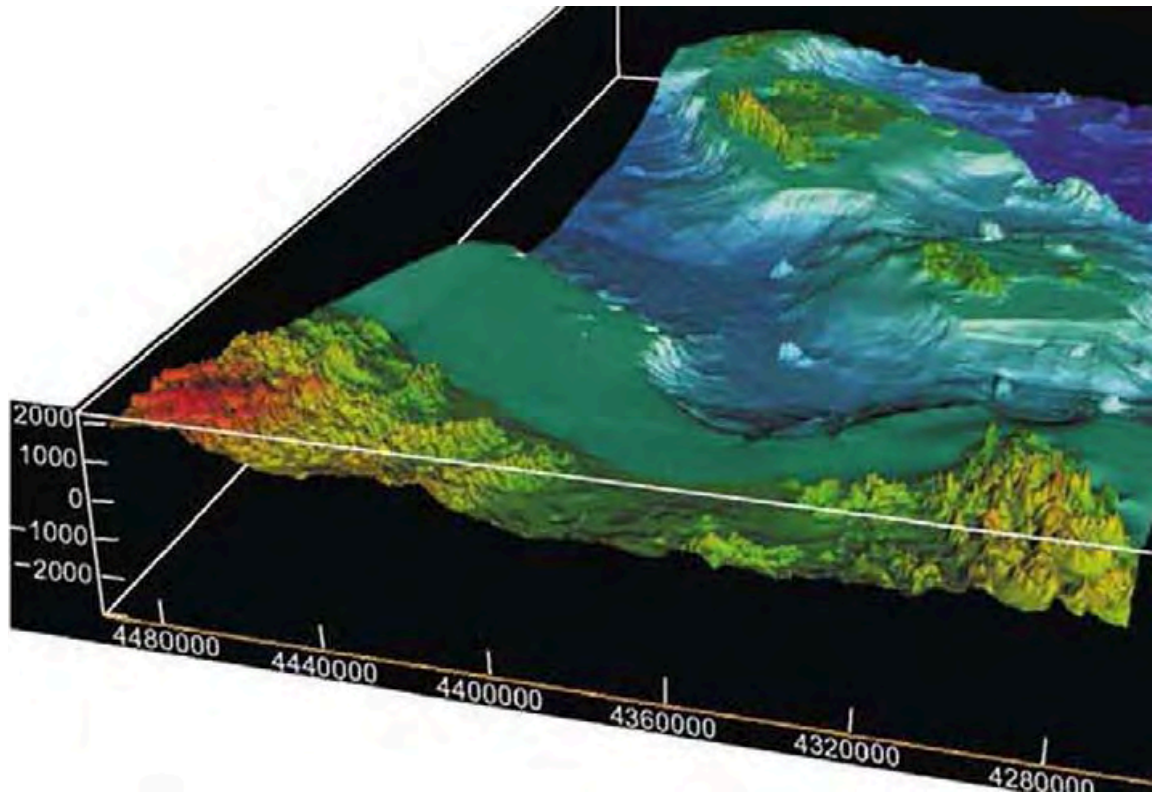


Figure I. 21: Détail de la marge nord Baléares et du bassin de Valence (Acosta et al., 2001a).

La marge nord Baléares se prolonge du cap de La Nao jusqu'au bassin Liguro-Provençal au niveau de Minorque (Fig. I.21). C'est une marge sub-linéaire de 320 km de long avec un dénivelé moyen de 1100 m et une pente moyenne de 7 %. Sa morphologie est très variable et les pentes peuvent varier entre 3-4 % au niveau des chenaux et jusqu'à 20 % au nord de Majorque (Fig. I.21). La marge est d'autant plus profonde qu'on se rapproche du bassin Liguro-Provençal. Le pied de pente est profond de 1000 m en moyenne au niveau d'Ibiza et proche de 2000 m vers Minorque. La partie nord du plateau continental du bloc de Minorque en raison de sa direction particulière forme l'extrémité de la marge nord Baléares (Fig. I.19).

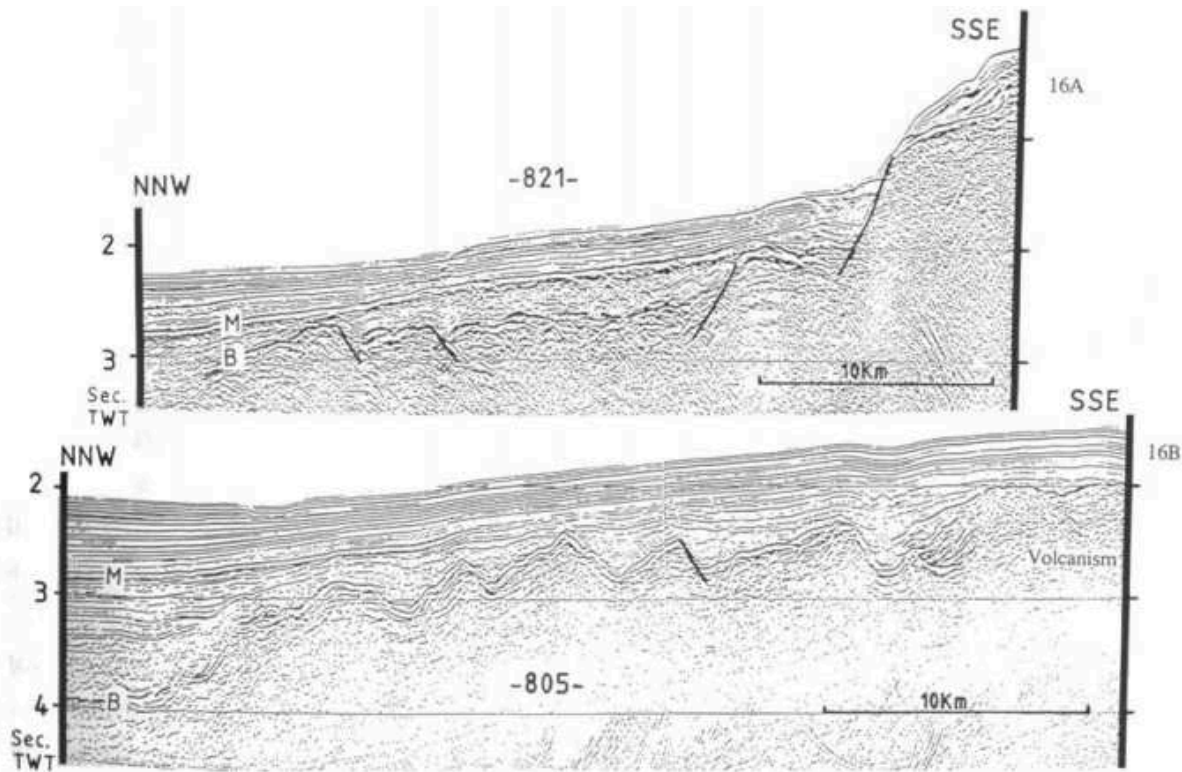


Figure I. 22: Détail en sismique réflexion du replat au pied de la marge nord Baléares dans la région de Majorque (Maillard et al., 1992). La localisation des profils est indiquée sur la figure I.19.

La marge est intrudée par du volcanisme en plusieurs endroits. Au niveau du chenal de Majorque, un volcan est situé sur sa bordure ouest et forme un mont (*Mount Sa Dragonera*, Fig. I.20) bien visible dans la bathymétrie haute résolution. De même, la zone de Minorque est fortement intrudée par du volcanisme comme décrit par Maillard et al. (1992). Cette zone volcanique forée dans le bassin de Valence (DSDP 122 et DSDP 123, Hsü et al., 1973) est observable en sismique par un ensemble de pinacles volcaniques qui atteignent la surface et rendent la bathymétrie irrégulière en pied de la marge. De plus, en pied de marge il existe deux replats de part et d'autre du chenal de Majorque (Fig. I.21). Du côté d'Ibiza le replat est très marqué dans la bathymétrie et forme une structure concave de 80 km de large sur 20 km de long avançant dans le bassin de Valence. Du côté de Majorque, ce replat est moins bien exprimé, et forme une structure plane d'environ 50 km de large sur 20 km de long plus profonde que du côté d'Ibiza. L'origine de ces replats est toujours discutée car ils sont corrélables en profondeur en partie à du volcanisme (Maillard et al., 1992, Fig. I.22), ou en partie à des chevauchements bétiques (Maillard et al., 1992 ; Roca et Guimera, 1992, Fig. I.23) mais néanmoins ces replats sont toujours reliés à des zones haute de socle acoustique.

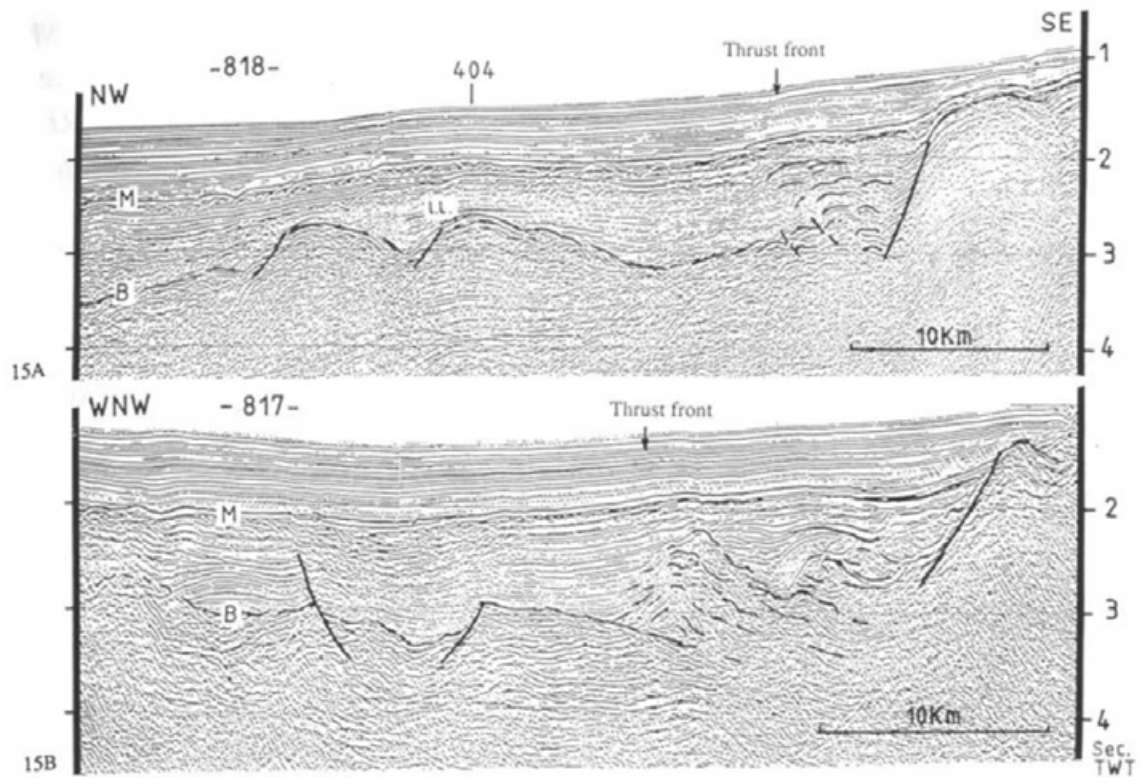


Figure I. 23: Profils de sismique réflexion montrant les chevauchements Bétique au pied de la marge nord Baléares (Maillard et al., 1992). La localisation des profils est indiquée sur la figure I.19.

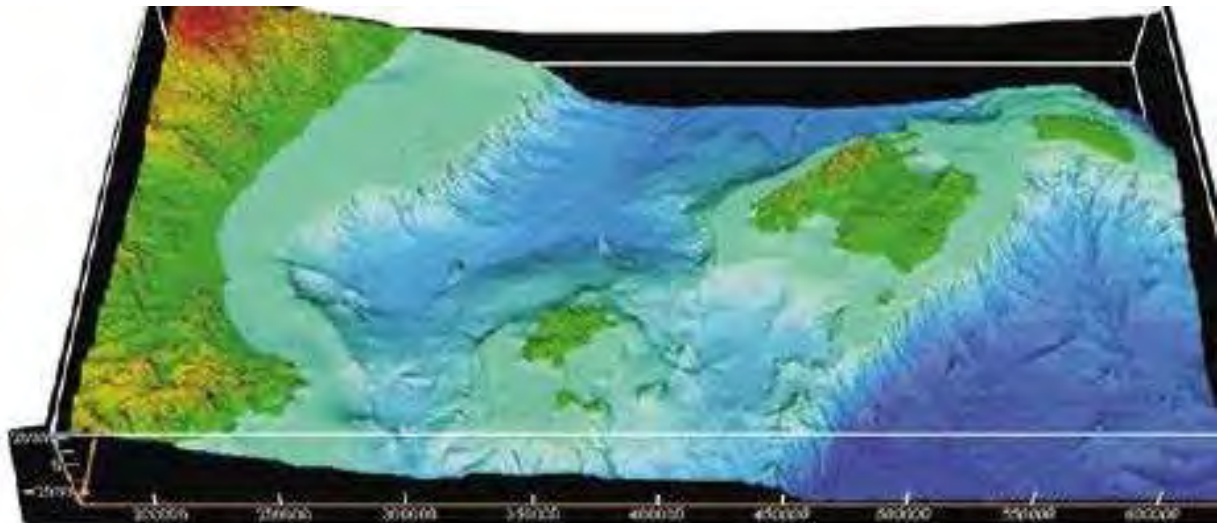


Figure I. 24: Détail de la marge sud Baléares et du promontoire Baléares (Acosta et al. 2001a).

La marge sud Baléares se prolonge entre le bloc de Minorque au nord-est et la région de *Nijar-Almeria* en Espagne continentale au sud-ouest. Elle est longue de 600 km, possède un dénivelé moyen de 1900 m et une pente moyenne de 12 % (Fig I.24). Comme pour la marge nord Baléares, la morphologie est variable mais se caractérise essentiellement par 2 escarpements : Mazarron à l'ouest et Emile Baudot au centre. Les deux escarpements sont séparés par des régions à plus faible pente. Au sud de Minorque on observe un changement de direction très prononcé de la marge, orientée NE-SO depuis le continent jusqu'au sud de Minorque, et NO-SE à sa terminaison est.

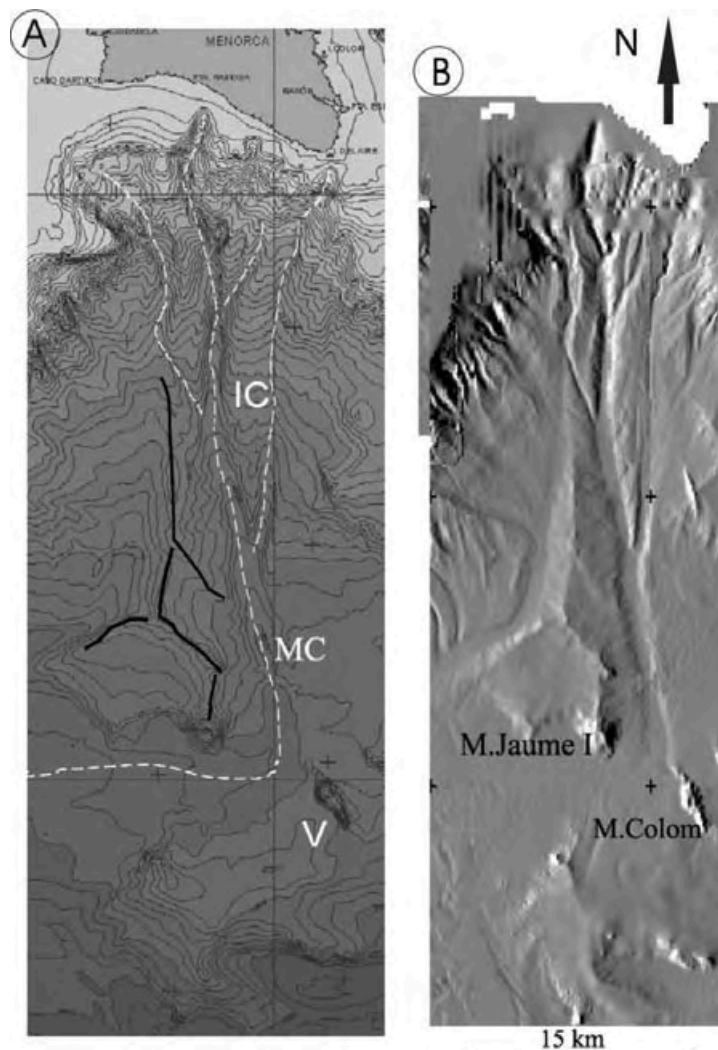


Figure I. 25: Bathymétrie haute résolution de la partie centrale du bloc sud Minorque d'après Acosta et al. (2002). Les traits blancs pointillés marquent le trajet du canyon de Minorque. Les traits noirs pleins matérialisent le horst de Minorque. IC : zone de division du canyon ; MC : canyon de Minorque ; V : volcan

La région sud du bloc de Minorque (bloc sud Minorque ou BSM) est la zone qui correspond à l'extension du plateau continental de Minorque vers le SE. Le BSM se compose d'une zone de plateau continental très étroit qui se prolonge sur 40 km vers le SE avec une morphologie très plane. Au SE, le plateau continental descend vers le bassin Algérien avec des pentes de l'ordre de 12 %. Vers l'ouest, le BSM forme une zone aux pentes variant entre 5 % et 10 % et la distance entre le plateau continental de Minorque et la plaine abyssale du bassin Algérien est de 110 km avec des profondeurs variant entre 1000 m et 2000 m. Le canyon de Minorque est situé à l'extrémité nord de cette zone, là où la marge change brutalement de direction (EBE). Il est étroit et orienté N-S sur les pentes du BSM et devient large (kilométrique) et quasiment E-O vers le bassin Algérien (Acosta et al., 2002). Le flanc ouest du canyon est contrôlé par un mont sous marin de nature volcanique (Mont *Jaime I*) et par une structure discutée dite « *Menorca Horst* » (Mauffret et al., 1976) qui forme un haut topographique dont la nature est discutée (volcanique selon Luongo et al., 1991 et Carracedo et al., 1994 ; sédimentaire du fait de l'absence de réponse magnétique selon Acosta et al., 2002). Le flanc est du canyon est contrôlé par d'autres édifices volcaniques (Mont *Colom*) qui marquent une bathymétrie accidentée (Fig.I.25, Acosta et al., 2002).

L'escarpement d'Emile Baudot (EBE) est un escarpement rectiligne long de 180km qui se situe entre le BSM et l'extrémité sud du chenal d'Ibiza selon une direction NE-SO. Son dénivelé varie entre 850 m et 1750 m et sa pente varie entre 6.2° et 7.9° (de 11 % à 14 %, Acosta et al., 2004). La pente de l'escarpement est fortement érodée et présente de nombreux thalwegs (Acosta et al., 2001a). La crête de l'escarpement qui ferme la DCM est caractérisée par une morphologie très accidentée (Fig. I.26). La zone la moins profonde de l'EBE est le *Emile Baudot Seamount*, qui mesure 10 km de long sur 3 km de large (Acosta et al., 2001a). Il est de nature volcanique comme le montre l'unique dragage réalisé par Acosta et al. (2001b) ainsi que par les nombreux pinacles volcaniques qui l'entourent (Acosta et al., 2001a). L'autre objet majeur est le *Mallorca Volcanic Field* situé à l'extrémité ouest de l'EBE et composé de différents édifices volcaniques situés parfois sur la pente de l'EBE ((Fig. I.26). L'extrémité ouest de l'EBE s'approfondit vers l'ouest et se termine vers le chenal d'Ibiza au niveau du bassin de Formentera.

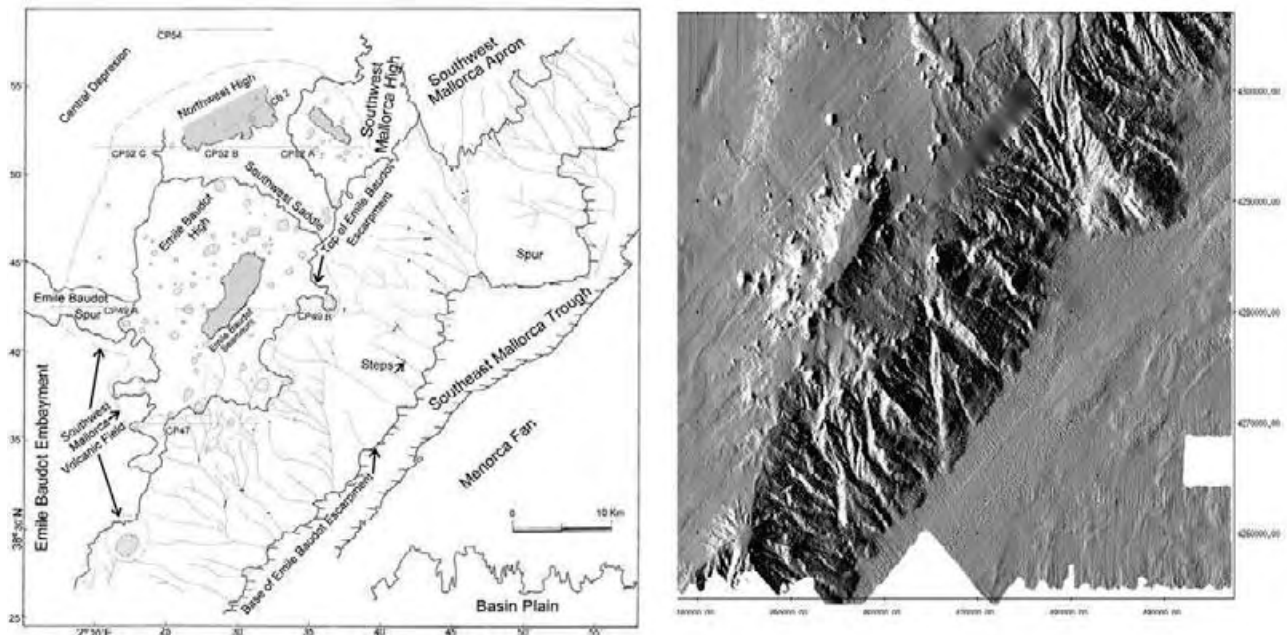


Figure I. 26: Bathymétrie haute résolution et schéma associé de la zone d'Emile Baudot d'après Acosta et al. (2002).

L'élément le plus à l'ouest de la marge sud Baléares est l'escarpement de Mazarron qui est rectiligne, globalement E-O, entre le chenal d'Ibiza et la région d'Almeria-Nijar. L'escarpement est long de 145 km, présente un dénivelé moyen de 2300m et des pentes variant entre 14° et 31° (de 25 % à 60 %, Acosta et al., 2013; Fig. I.27). Il correspond à la limite sud de la plateforme d'Alicante, géologiquement rattachée aux zones internes Bétiques (Maillard et Mauffret, 2013). La base de Mazarron est marquée par un glissement de grande taille (Mazarron slide) et un mont sous-marin (*Aguilas Seamount*) qui se situent dans sa partie centrale (Fig. I.27). Sa pente, comme l'EBE, est incisée par de nombreux canyons étroits. La crête de Mazarron limite le plateau continental étroit à l'ouest vers Almeria et celui plus large à l'est de la plateforme d'Alicante. La partie est de Mazarron forme un haut topographique qui ferme le sous-bassin de *Cogedor* (appartenant au bassin de *San Pedro*) qui comporte également un édifice volcanique (*Palos Seamount*). Acosta et al. (2013) mettent en évidence un réseau de pockmarks et de pinnacles volcaniques distribués au voisinage du *Palos Seamount*, ainsi qu'un réseau de failles décrochantes, dont le jeu n'est pas décrit, dans la partie est de l'escarpement.

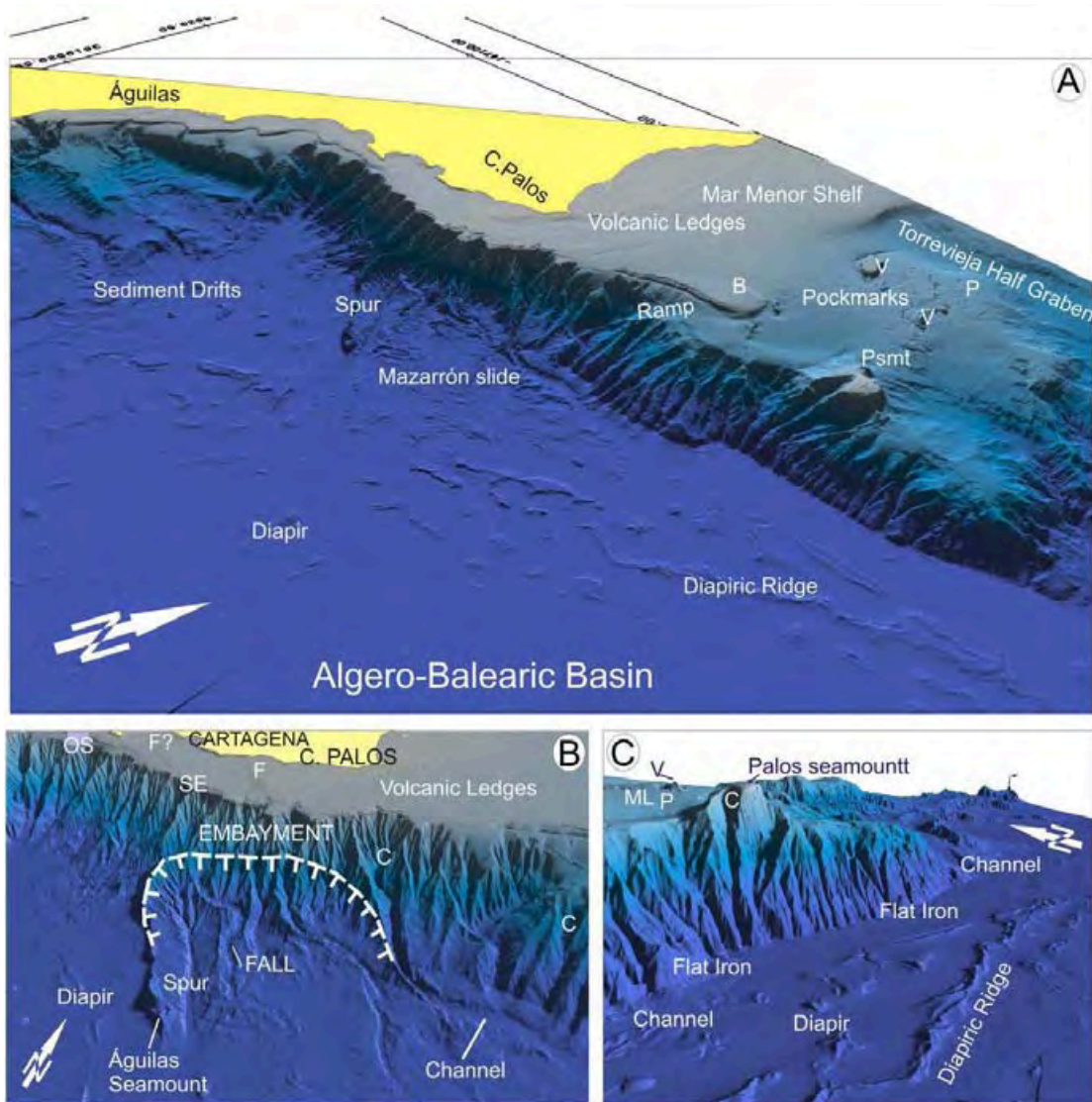


Figure I. 27: Bathymetrie haute résolution de l'escarpement de Mazarrón d'après Acosta et al. (2013). En médaillon, le détail du glissement de Mazarrón dans la partie centrale de l'escarpement (b) et de l'extrémité de l'escarpement (c).

I.2.2. Les unités stratigraphiques :

L'évolution du promontoire Baléares est liée à celle des bassins qui l'encadrent et à celle des cordillères Bétiques. Si les études concernant les bassins et les cordillères Bétiques sont nombreuses, celles concernant le promontoire et conceptualisant son évolution sont rares.

Les unités stratigraphiques du bassin de Valence ont été décrites à l'aide de forages industriels dans le bassin de Valence ou sur la partie ouest du promontoire (chenal d'Ibiza, Fig. I.28; Lanaja et al., 1987, Clavell et Berastegui, 1991). Dans le bassin de Valence, il existe 2

unités stratigraphiques reposant sur le socle mésozoïque (Clavell et Berastegui, 1991, Fig. I.28). Le socle mésozoïque est composé d'éléments carbonatés jurassiques ainsi que d'évaporites triasiques recouvertes par des calcaires et des craies pré-Miocène (Maillard et al., 1992). L'unité d'Alcanar, d'âge Aquitanien à Langhien est composée de carbonates calciques et magnésiens ainsi que de conglomérats et brèches tectoniques. Elle enregistre le début du rifting. La limite entre l'unité d'Alcanar et le groupe de Cambrils d'âge Miocène moyen est marquée par une discordance angulaire. Le groupe de Cambrils qui correspond à la période qui va du Burdigalien au Serravalien est marqué par une alternance de dépôts correspondant à des environnements de mer ouverte et de mer fermée. L'unité est composée de calcaires marneux à sa base et passe progressivement à des dépôts carbonatés de mer ouverte. Le groupe Castellon tortono-messinien est clairement post-rift et montre une tendance régressive vers le haut. Le toit de cette unité est marqué par des dépôts de gypses ou des dépôts clastiques d'âge messiniens (Clavell et Berastegui, 1991, Fig. I.28).

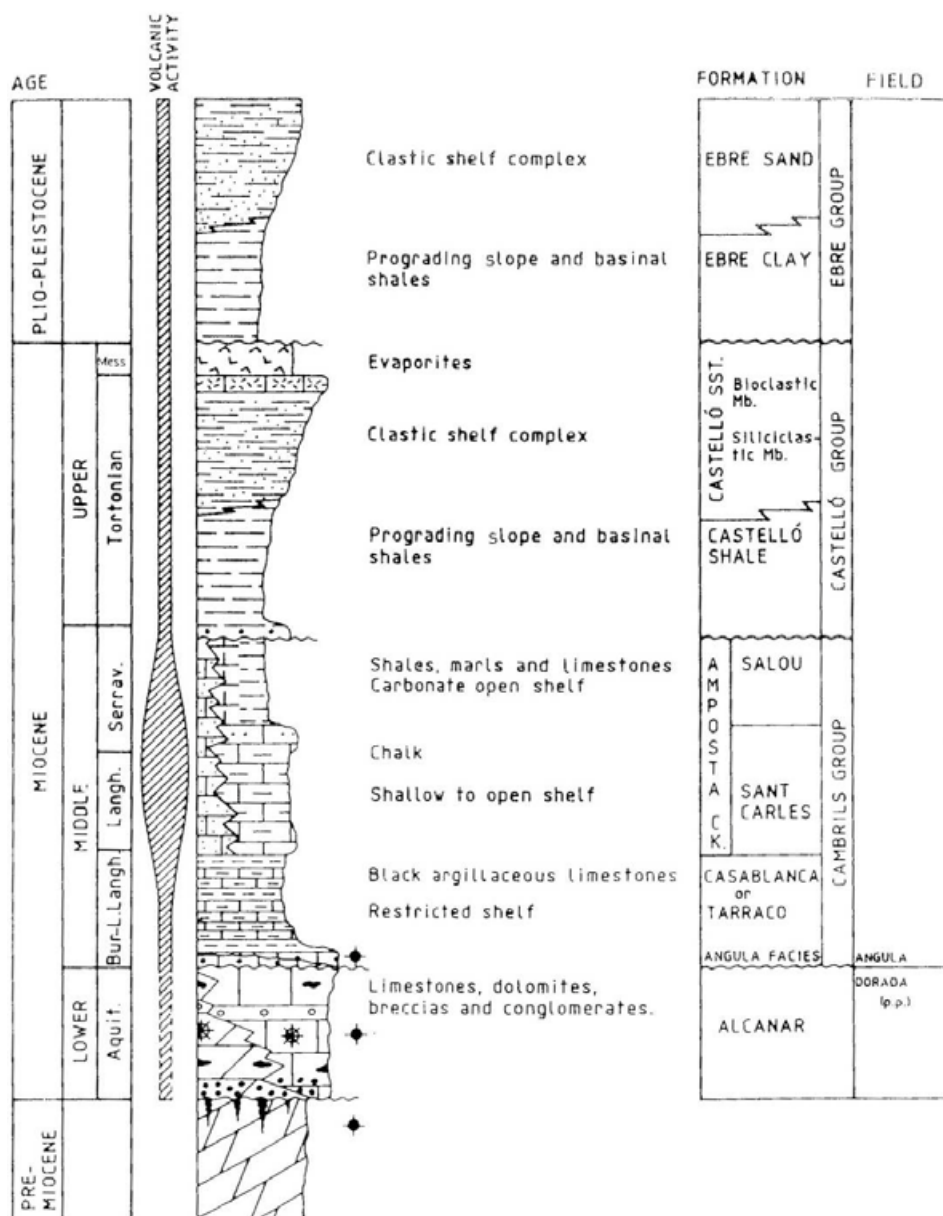


Figure I. 28: Synthèse stratigraphique des unités Tertiaire du bassin de Valence (Clavell et Berastegui, 1991).

Les forages industriels sont uniquement localisés sur la plateforme d'Alicante et dans le chenal d'Ibiza (Fig. I.29) et aucune étude n'a réalisé une synthèse stratigraphique complète du promontoire Baléares. Le Mésozoïque semble largement présent, foré à l'ouest du promontoire avec du Trias composé d'alternances de dolomies et d'évaporites (Calpe, Fig. I.29, B) ou de carbonates associés à la période qui va de l'Aptien au Maastrichtien. Localement (Calpe, Fig. I.29, B) toute la série Eo-Oligocène et Miocène inférieur à moyen est absente. Sur Muchamielet Calpe dans le bassin de San Pedro, la série du Miocène moyen et supérieure correspond à des marnes et argiles, et seul l'équivalent du groupe Castellon serait présent sur le Mésozoïque.

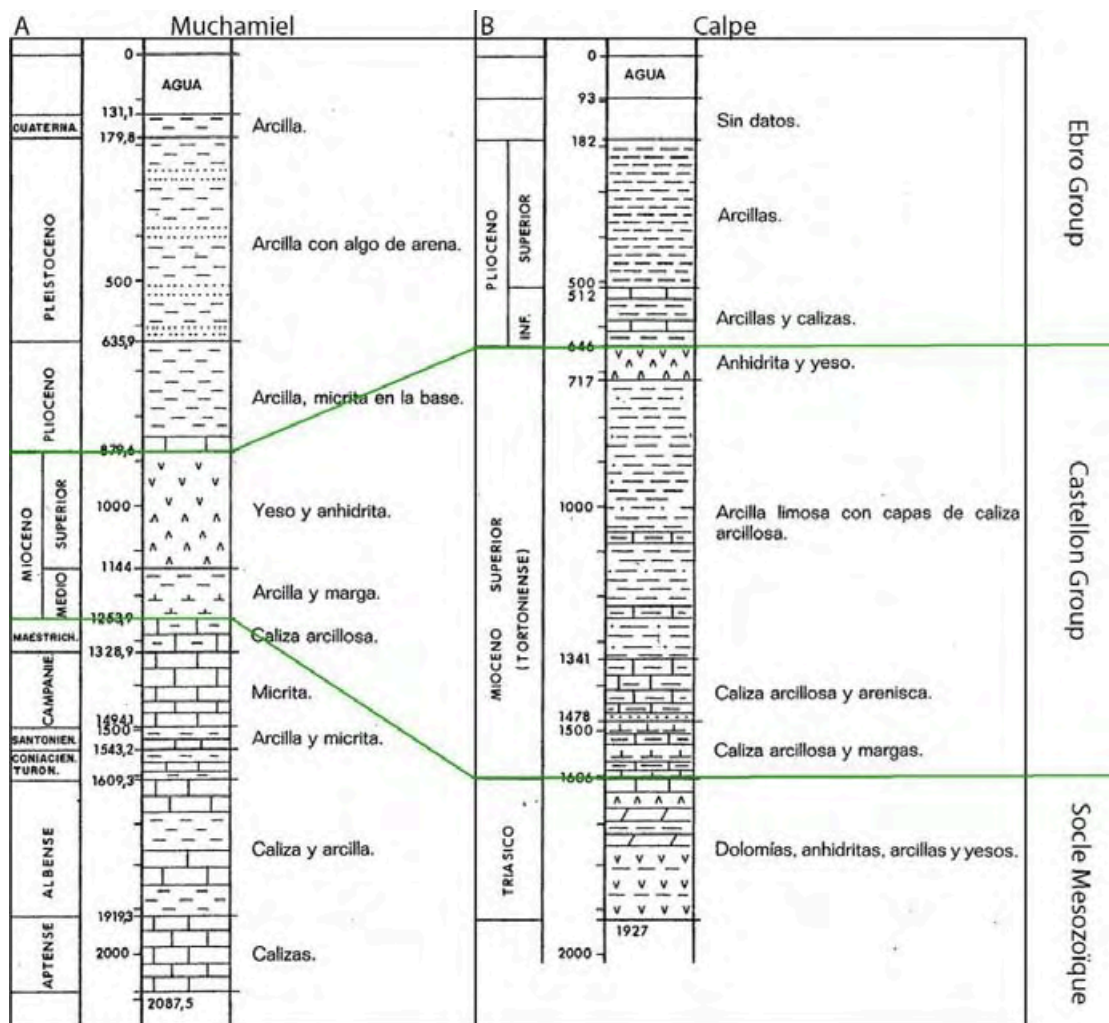


Figure I. 29: Colonne stratigraphique des puits de Muchamiel et de Calpe sur la plateforme d'Alicante montrant la nature sédimentologique des différentes unités du promontoire Baléares (Lanaja et al., 1987).

Les séquences stratigraphiques des îles Baléares ont été déterminées par des études de terrain en ce qui concerne Ibiza (Durand-Delga et al., 1980 ; Fourcade et al., 1982) et Minorque (Bourrouilh, 1973 ; Linol et al., 2009). Sur Majorque, en sus des données de terrain, des forages à vocation hydrologique ont été réalisés dans la région de Palma à terre (Rosell et al., 1988).

Sur Majorque, de très rares dépôts de sédiments carbonifères affleurent dans la partie NO de Majorque (Rodriguez-Perea and Ramos-Guerrero, 1984, Fig. I.30). Le socle est constitué de schistes permien surmontés par le faciès germanique du Trias (grès rouges et lutites du Bundsandstein, calcaire du Muschelkalk et évaporites du Keuper). Les séries du Jurassique et du Crétacé composées de sédiments pélagiques montrent de fortes variations d'épaisseur selon la sierra considérée et sont parfois lacunaires (Fig. I.30). Les séries éo-oligocènes et miocènes

inférieur à moyen montrent une alternance de calcarénites et de dépôts calcaires de mer ouverte (Fig. I.30).

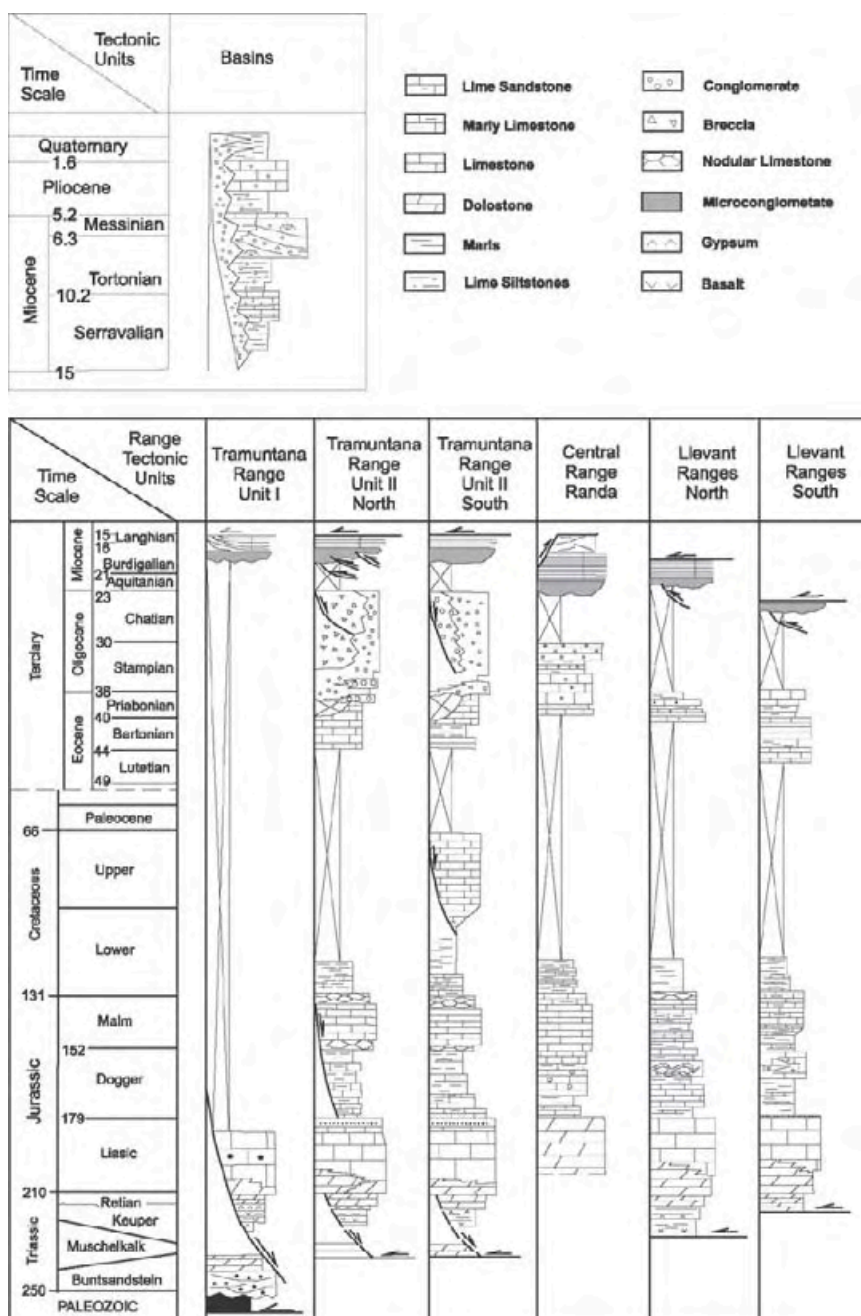


Figure I. 30: Synthèse stratigraphique des unités du bassin de Palma (en haut, à gauche) et des sierras de Majorque d'après Sabat et al. (2011).

La stratigraphie de l'île d'Ibiza est semblable à celle de Majorque. L'unité permienne est ici absente et aucun affleurement hercynien n'est documenté sur l'île. Fourcade et al. (1982) (Fig. I.31) décrivent une série triasique composée de grès rouge, de calcaires et de gypses (série germanique) surmontée par des unités jurassiques et crétacées dont l'épaisseur est très variable

mais dont la nature est majoritairement carbonatée (Fig. I.31). De rares dépôts miocènes affleurent au nord-est et à l'ouest de l'île (Durand-Delga et al., 1980 ; Simo, 1982). L'unité est décrite par Simo en 1982 et montre une série basale de calcaires gris surmontée par un conglomérat puis une série de calcaires blanc (Fig. I.31).

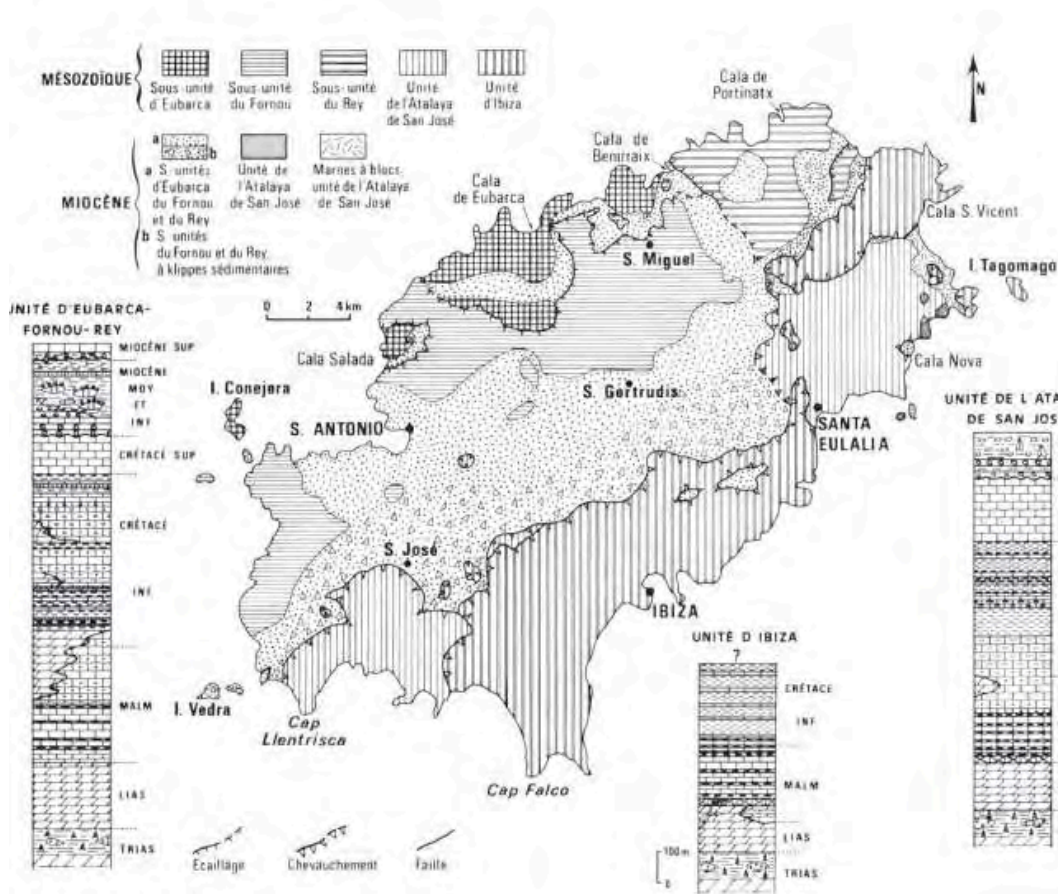


Figure I. 31: Carte géologique de l'île d'Ibiza et les différents log stratigraphiques correspondant aux unités de l'île, d'après Fourcade et al. (1982).

Minorque est considéré comme un élément à part sur le promontoire Baléares. Bourrouilh (1973) met en évidence la présence de fossiles incompatibles avec ceux observés sur Majorque et Ibiza. Ces fossiles correspondent à ceux observés dans la partie hercynienne de Sardaigne. De plus Bourrouilh (1973) puis Linol et al. (2009), montrent que les unités paléozoïques forment la majorité du socle de l'île. Une unité sédimentaire composée d'un mégaconglomérat supposé Tortonien et surmontée par des carbonates datés du Miocène supérieur au Pliocène recouvre le socle dans la partie sud de l'île (Pomar et al., 1995).

I.2.3. La Crise de Salinité Messinienne :

La Crise de Salinité Messinienne (ou CSM) est un épisode catastrophique d'évaporation de la Méditerranée se produisant à la fin de l'époque Miocène (5.96 Ma à 5.33 Ma). Cet événement va provoquer le dépôt de grands volumes d'évaporites dans l'ensemble du bassin méditerranéen profond et dans les bassins périphériques. Cette crise affecte tant les écosystèmes marins que terrestres sur l'ensemble du domaine Méditerranéen (Fig. I.32).

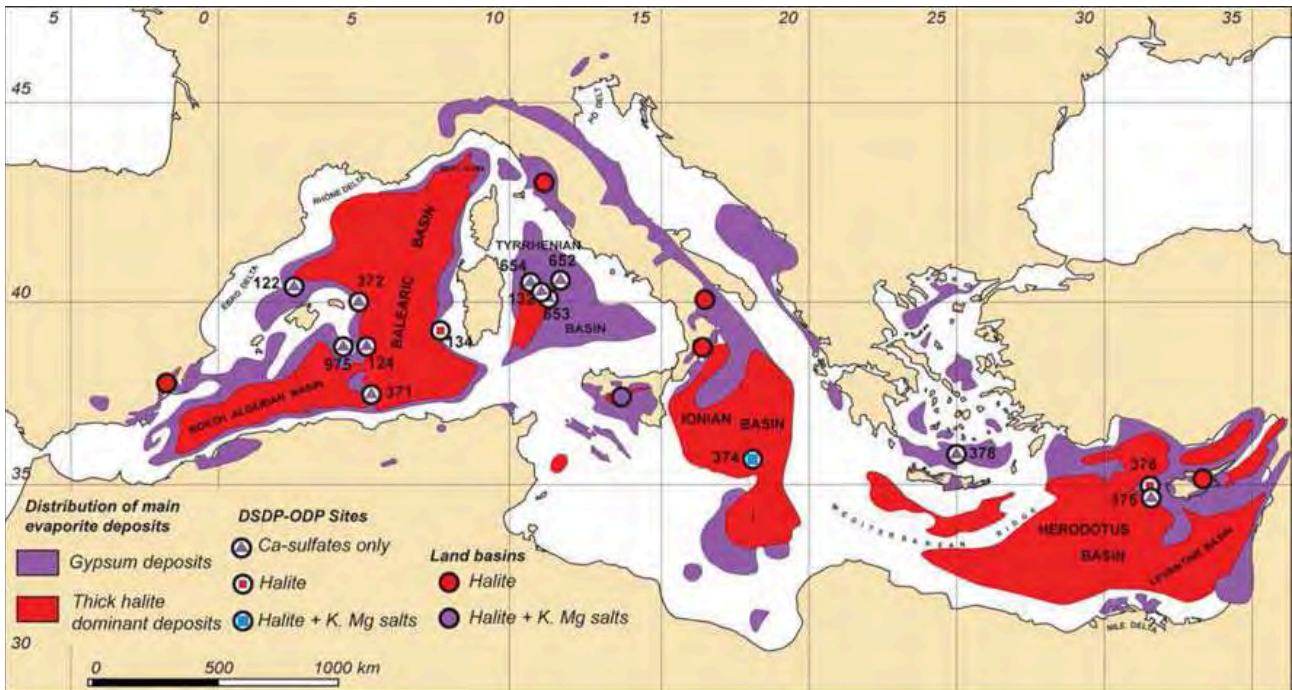


Figure I. 32: Carte de synthèse des dépôts messiniens dans le bassin méditerranéen (Rouchy et Caruso, 2006).

La CSM présente un fort intérêt pour l'étude de la Méditerranée et ce pour plusieurs points :

- Cette crise est bien connue et bien datée à terre. De plus, elle a mis en place des surfaces remarquables sur l'ensemble du domaine. Ces surfaces sont des marqueurs importants en chronostratigraphie et en paléotopographie. Ils sont de plus ubiquistes sur le domaine.
- Les volumes d'eau et de sédiments mis en jeu ont probablement eut une influence sur les mouvements verticaux affectant les bassins ou les points hauts en provoquant des réponses isostatiques rapides.

Dans les Baléares, l'unité de la crise Messinienne a été décrite par Mauffret (1976). Différents faciès ont été cartographiés dans cette unité, corrélés à plusieurs types de bassins évaporitiques mais ne font pas l'objet d'études approfondies en terme de scénario de la crise. L'unité messinienne en mer correspond à des gypses et à de l'anhydrite forés sur la plateforme d'Alicante et dans les bassins d'Elche et de San Pedro. Ils sont reliés à terre aux gypses du bassin du Bajo Segura (Soria et al., 2008). Leur épaisseur varie de 300m (Muchamiel) à 100m (Calpe; Fig. I.29). Sur les îles, l'unité syn-crise Messinienne est caractérisée par des gypses et des anhydrite dont le toit a été foré (Rosell et al., 1988 ; Pomar et al., 1995) à Majorque. A Ibiza, le Miocène supérieur correspond à des dépôts continentaux et composés de conglomérats en alternances avec des argiles blanches (Durand-Delga et al., 1980 ; Simo et al., 1982)

Modalité de la crise :

La présence d'évaporites du Miocène supérieur est reconnue sur le pourtour du bassin Méditerranéen depuis les années 1960 (Ogniben, 1957). Dans les années 1970, la crise de salinité messinienne va devenir un sujet essentiel grâce à deux découvertes majeures. Auzende en 1973, via les campagnes sismiques Polymède va associer des unités sismiques à faciès particulier, visibles sur l'ensemble du bassin méditerranéen, aux évaporites de la crise de salinité messinienne, et va subdiviser cette série en 3 sous-unités (évaporites supérieures, sels massifs et évaporites inférieures ; Ryan et al., 1973 ; Mauffret et al., 1976 ; Rehault et al., 1984). D'autre part, le toit des évaporites est foré pour la première fois lors du DSDP leg13 (Deep Sea Drilling Program, Ryan et al., 1973 ; Hsü et al., 1973a, 1973b). Ce forage va être à l'origine de nombreuses hypothèses et montre la relation entre les évaporites, les unités sismiques et l'assèchement du bassin Méditerranéen. Le débat se focalise alors sur la possibilité d'assécher un bassin éventuellement déjà profond.

Depuis ces forages DSDP, des études multidisciplinaires ont amené de nombreuses réponses mais aussi des questions au problème de la CSM. La chronologie de la crise est globalement acceptée et connue grâce à des données magnétostratigraphiques (Gautier et al. 1994), radiochronologiques (Roger et al. 2000), tephrochronologiques (Cornée et al. 2006) et biostratigraphiques (Krigsman et al. 1999, Suc et al. 2011, Manzi et al. 2013), corrélées avec les variations des paramètres de l'orbite terrestre. Le scénario de la crise est toujours très discuté malgré un consensus en 2008 (CIESM, 2008) qui propose un scénario en 3 temps (Fig. I.33) :

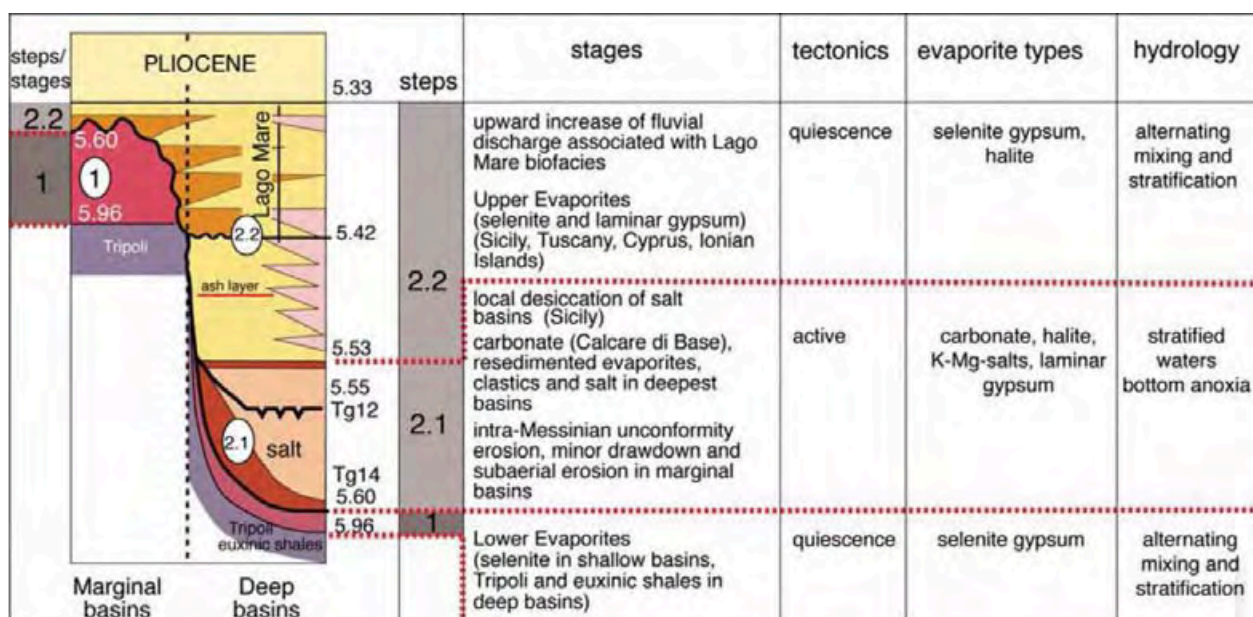


Figure I. 33: Schéma du scénario de la crise de salinité messinienne d'après le CIESM, 2008.

➤ De 5.96 Ma à 5.6 Ma : initiation de la crise et premiers dépôts d'évaporites :

La phase 1 est définie par une restriction généralisée et progressive des circulations marines profondes, conséquence de la fermeture progressive des corridors Rifain (Benson et al., 1991 ; Krijgsman et al., 1999 ; Govers, 2009 ; Ryan, 2011). Elle est synchrone sur l'ensemble de la Méditerranée et dépose dans les bassins périphériques peu profonds (Fig. I.34) aujourd'hui émergés les évaporites dites « primaires ». Ces évaporites sont caractérisées par des alternances de gypses primaires et de marnes/sapropels cycliques marquant des variations de salinité de l'eau. On dénombre environ 16 à 17 cycles de gypses dans ces bassins. Dans les bassins profonds (> 1000 m) les dépôts de cette époque seraient plutôt carbonatés, mais leur nature reste discutée puisque la série, et donc à fortiori la base, n'a jamais été forée dans son intégralité.

➤ De 5.6 à 5.55 Ma : l'acmé de la crise :

Cette étape est marquée par une chute majeure du niveau marin. Le niveau de base méditerranéen le plus bas atteint est de l'ordre de 1300 m en dessous du niveau marin actuel (Urgeles et al. 2010) à 1510 m en dessous du niveau marin actuel (Cita et Ryan, 1978 ; Blanc et al. 2002). Cette chute du niveau marin est avérée par le surcreusement des grands fleuves méditerranéens (Clauzon et al., 1973 ; Chumakov et al., 1973) et par l'érosion des dépôts des évaporites primaires. Elle est associée à de multiples facteurs d'ordre climatique (aridité) et

d'ordre tectonique (fermeture de Gibraltar). Cette baisse du niveau marin est bien documentée dans les bassins apennins ou siciliens avec une exposition des gypses qui sont érodés ou karstifiés (Roveri et al. 2003, 2008). L'ensemble des marges méditerranéennes enregistre une intense érosion polyphasée (MES = Margin Erosion Surface, Ryan et al., 1973 ; Warny et al., 2003 ; Lofi et al., 2005) avec la modification des systèmes hydrographiques qui s'enfoncent dans le bassin pour former parfois des canyons (Nil : Chumakov et al., 1973 ; Rhône : Clauzon et al., 1973). L'ensemble des produits d'érosion des marges s'accumule dans les bassins profonds. Les dépôts sont de type clastiques sur la partie proximale des marges (CU ou Complex Unit, Lofi et al., 2011) et de type évaporitiques dans les parties distales des bassins (trilogie salifère, Ryan et al., 1973 ; Lofi et al., 2011). Les dépôts salifères sont épais (> 1000 m) et les datations réalisées à terre tendent à montrer que ces dépôts se sont faits en 50 ka (Krigsman et al., 1999, CIESM, 2008).

➤ De 5.55 à 5.33Ma : les évaporites supérieures et le Lago Mare :

Cette étape se caractérise par des changements rapides et généralisés sur le bassin méditerranéen vers des environnements à salinité variable. Ces variations sont montrées par l'alternance entre des dépôts d'évaporites et des sédiments à faune d'eau douce à terre. En mer, le toit des dépôts terminaux du Messinien a été foré lors du leg DSDP 13 (Ryan et al., 1973) et du leg ODP 42 (Hsü et al., 1978). Cette unité est composée d'alternances de niveaux de gypse sélénitique et de niveaux à dolomies qui traduisent des environnements de sebkha (Lofi et al., 2011). Le toit de l'unité datée à 5.33 Ma est marqué par les dépôts zancléens qui montrent une remise en eau brutale du bassin méditerranéen (Clauzon et al. 1982, Blanc, 2002).

Stratigraphie du Messinien :

La baisse brutale du niveau marin en Méditerranée va provoquer des changements d'ordre morphologique et sédimentaire tant sur les marges que dans le bassin profond. Si les marges sont caractérisées essentiellement par de l'érosion (MES), le bassin profond accumule les produits de l'érosion sous forme de séries épaisses clastiques et évaporitiques.

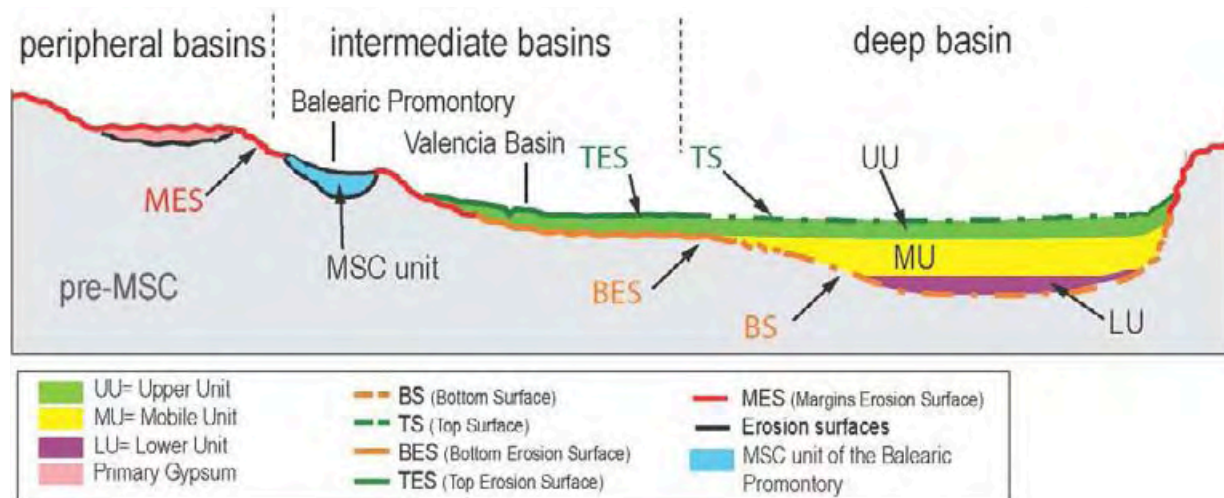


Figure I. 34: Coupe illustrant la géométrie des unités messiniennes depuis les bassins périphériques aux bassins profonds modifié d'après Lofi et al., 2011.

Nous utilisons la nouvelle typologie pour définir la trilogie composant cette série salifère (Lofi et al., 2011) :

1. L'unité évaporitique inférieure (Lower Unit = LU, Fig. I.34) : cette unité est connue par la sismique réflexion dans les bassins profonds. Sa base est séparée des unités pré-messiniennes par la BES (Base Erosion Surface) (surface d'érosion basale) ou BS (Base Surface) (surface basale si aucun indice d'érosion n'est observé) qui correspond selon les auteurs à la continuité de la MES à terre (surface d'érosion messinienne) (Ryan et Cita, 1978 ; Escutia et Maldonado, 1992) . Sa réponse sismique montre une unité de 600m d'épaisseur à réflecteurs continus et parallèles. La nature, l'âge et l'origine de cette unité restent hypothétiques.
2. L'unité mobile (Mobile Unit = MU, Fig. I.34) : cette unité intermédiaire correspond au sel mobile et est la plus épaisse. C'est une unité sismique transparente qui présente un diapirisme intense ainsi que du fluage en bordure des bassins. Elle est constituée de halite avec des intercalations d'anhydrite et son épaisseur atteint localement 1000 à 1500m dans le bassin Liguro-Provençal.
3. L'unité évaporitique supérieure (Upper Unit = UU, Fig. I.34) : l'unité supérieure de la séquence évaporitique est la seule à avoir été forée (Leg 13, Hsü et al., 1973 ; Leg 42, Hsü et al., 1978). Elle est constituée d'alternances de couches de gypse et d'anhydrite avec des couches de marnes dolomitiques ou d'argiles. Son épaisseur est de l'ordre de

600m. La réponse sismique montre des réflecteurs continus, sub-parallèles avec une forte amplitude. Le toit de cette unité est marqué par la TES (Top Erosion Surface) (surface d'érosion du toit) ou TS (Top Surface) (surface sommitale si aucun indice d'érosion n'est observé), qui sépare les UU de l'unité plio-quaternaire.

Les bassins intermédiaires ont été définis récemment pour désigner les lieux contenant des dépôts messiniens localisés entre les bassins périphériques et profonds (Fig. I.34). Leur étude est essentielle pour résoudre les corrélations latérales entre bassins profonds et périphériques, maillon manquant pour établir un scénario cohérent de l'ensemble de la CSM. Lofi et al. (2011) décrivent une unité dite BU (Bedded Unit ou unité litée) qui affleure principalement dans ces bassins périphériques. Cette unité est marquée par une réponse sismique proche de celle des UU avec des réflecteurs de forte amplitude, sub-continus et sub-parallèles. Leur relation avec les séries profondes est toujours discutée. Le promontoire Baléares est localisé à des profondeurs intermédiaires entre les bassins périphériques du sud-est de l'Espagne et les bassins profonds. L'unité Baléares décrite par Mauffret (1976), Acosta et al. (2001a, 2002) ou Maillard et Mauffret (2013) a des caractéristiques s'apparentant aux BU.

| MSC SEISMIC MARKERS | | | | Colour code | Seismic expression | Geometrical characteristics | Previous labeling |
|---------------------|------------------------------|------------|------------------------------|----------------------|---|---|---|
| Type of marker | | Labeling | Name | | | | |
| BOUNDING SURFACES | Without evidence for erosion | TS | Top Surface | Green line (dotted) | Conformable surface or angular discordances | At the top of MSC deposits. Beneath the Plio-Quaternary | M horizon or M surface (Ryan, 1973; 1978) |
| | | BS | Bottom Surface | Orange line (dotted) | | At the bottom of MSC deposits. Above Pre-MSC deposits. | N reflector (Mart and Ben Gai, 1982) |
| | With evidence for erosion | MES | Margin Erosion Surface | Red line | Erosional or angular discordances with subaerial drainage pattern topography | Above the pre-MSC deposits. Beneath the Plio- Quaternary. | M horizon or M surface (Ryan, 1973); H horizon (Mauffret et al., 1973; Montadert et al., 1970) ; Messinian erosional surface (Barber, 1981) |
| | | TES | Top Erosion Surface | Green line | Erosional or angular discordances. | At the top of MSC deposits. Beneath the Plio- Quaternary | M horizon (Ryan, 1971) ; Younger M surface (Ryan, 1973); |
| | | IES | Intermediate Erosion Surface | Yellow line | - Flat with drainage pattern and valleys (TES) | Within the MSC units (UU, CU, BU) | |
| | | BES | Bottom Erosion Surface | Orange line | - Gullied morphologies and drainage pattern (BES) | At the bottom of MSC deposits. Above Pre-MSC deposits. | Basal Discordance (Ryan, 1978); N reflector (Mart and Ben Gai, 1982) |
| | | | | | | | |
| DEPOSITIONAL UNITS | CU | | Clastic units | Grey | Chaotic more or less transparent unit | Complex relationship with other MSC depositional units | Messinian Detritals (Lofi et al., 2005) |
| | BU | | | | Chaotic more or less bedded unit | | |
| | UU | UU2 UU1 | Upper Unit | Green | High frequency, high amplitude reflections | Above MU. Beneath the Plio- Quaternary | M reflectors (Ryan and Cita, 1978); Upper Evaporites (Mauffret et al., 1973) |
| | MU | | Mobile Unit | Yellow | Transparent unit. Contains internal reflection packages in the Eastern basin. | Between LU and UU. Plastic deformation | Salt (Auzende et al., 1971) |
| | LU | | Lower Unit | Purple | Low frequency, high continuity reflections | Beneath MU. Above Pre-MSC deposits. | N reflectors (Ryan, 1973) |

Tableau I. 3: Tableau synthétisant la typologie des unités et surfaces messiniennes ainsi que leur principales caractéristiques (Lofi et al. 2011).

I.2.4. Stratigraphie du Plio-Quaternaire :

Les dépôts Plio-Quaternaire correspondent à des alternances de dépôts pélagiques avec des dépôts littoraux, que ce soit sur les îles ou en Espagne continentale (Durand-Delga et al., 1980 ; Fourcade et al., 1982, Gelabert et al., 1992 ; Alfaro et al., 2002 ; Bourillot, 2010 ; Linol et al., 2009, Sabat et al., 2011). Les forages Calpe et Muchamiel (Fig. I.29) sur la plateforme d'Alicante montrent que le Pliocène est caractérisée en mer par une unité basale calcaire surmontée par une épaisse série marneuse de nature pélagique. Le Quaternaire correspond à une série parfois lacunaire de marnes et argiles pélagiques (Lanaja et al., 1987 ; Alfaro et al., 2002, Fig. I.29). En mer, la réponse sismique de l'unité Plio-Quaternaire est caractérisée par deux sous-unités. L'unité basale est transparente avec quelques réflecteurs de faible amplitude (Fig. I.35). Sur les forages, elle ne correspond pas à l'unité Pliocène inférieure *stricto sensu* mais à une unité dont l'âge serait entre 4.3 Ma et 3.5 Ma, un travail de corrélation plus précis est en cours (Ochoa et al., 2014). L'unité sommitale a une réponse sismique avec des réflecteurs continus et sub-parallèles, de moyenne à forte amplitude (Fig. I.35). L'unité est parfois caractérisée par des clinofformes de progradation dont les terminaisons sont des downlaps sur l'unité transparente (Alfaro et al., 2002). L'épaisseur de cette unité varie fortement en fonction de la zone d'étude mais les maxima observés en sismique réflexion dans le bassin Algérien et Liguro-Provençal atteignent environ 0.8 STD (secondes temps double) soit 900m-1000m (Mauffret et al., 2004). Dans le bassin de Valence, l'unité Plio-Quaternaire correspond à l'édification de la plateforme progradante détritique (Ebro Group, Fig. I.28).

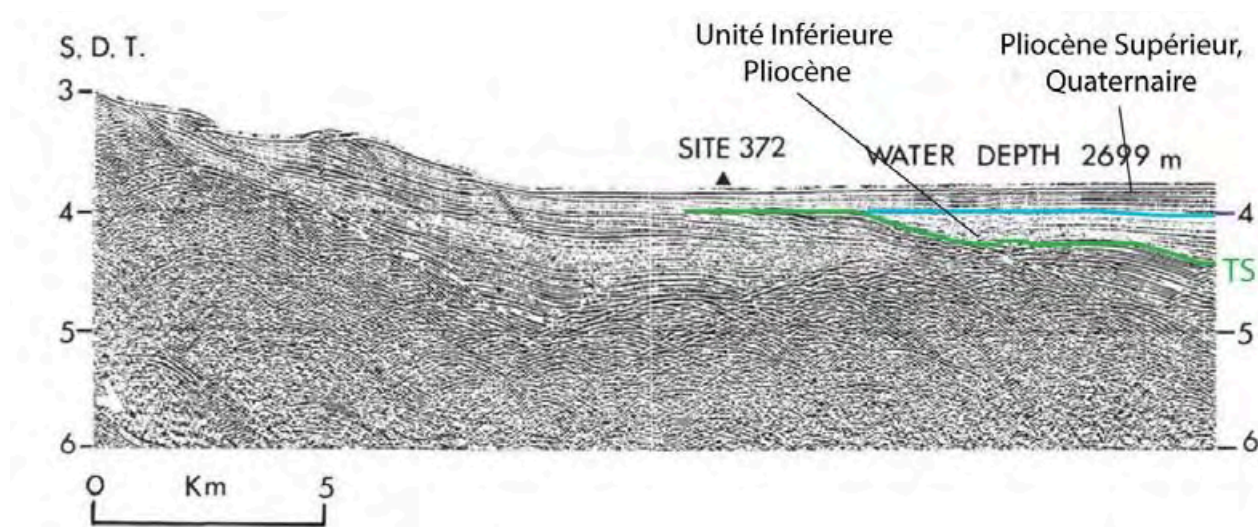


Figure I. 35: Détail du profil IFP/CNEXO montrant l'unité Plio-Quaternaire à l'est de Minorque corrélié site 372 du leg DSDP 42 (Hsü et al., 1978).

I.2.5. Evolution géologique :

L'évolution tectonique du promontoire Baléares va être liée à celle du bassin de Valence ainsi qu'à la mise en place des chaînes Bétiques.

Une phase compressive « bétiques » :

Depuis Bourrouilh, (1973) le promontoire est considéré comme la terminaison vers l'ouest des chaînes Bétiques. Les directions des structures varient de N-S dans la zone de Gibraltar à des directions E-O dans la région d'Alicante et des Baléares (Platt et Vissers, 1989; Comas et al., 1992; Martinez-Martinez et Azanon, 1997; Platt et al., 2003). Canals et al. (1992) montrent que les chevauchements sur le promontoire ont une direction E-O et un mouvement vers le nord ce qui est cohérent avec la cinématique globale des zones externes des Bétiques qui est radiale à l'échelle de la chaîne et montre un transport général vers le nord (Comas et al., 1999 ; Platt et al., 2003). Cependant Frizon de Lamotte et al. (1991) indiquent que les déplacements dans la chaîne Bétique sont NNO dans la chaîne. Les observations sur les îles Baléares montrent que ce sont les unités mésozoïques qui chevauchent les unités cénozoïques que ce soit sur Ibiza ou Majorque (Durand-Delga et al., 1980; Fourcade et al., 1982; Gelabert et al., 1992, 2004; Sabat et al., 2011). En mer, des chevauchements sont observés sur la marge nord-Baléares dans les régions d'Ibiza et de Majorque (Maillard et al., 1992 ; Mauffret et al., 1992 ; Roca et Guimera, 1992, Fig. I.23) . La géométrie et la nature des couches affectées par les chevauchements montrent qu'à terre ceux-ci sont actifs de l'Oligocène au Miocène moyen (Ramos Guerrero et al., 1989; Sanz de Galdeano et al., 1990; Fontboté et al., 1991, Roca et al., 2001, Sabat et al., 2011). Cette phase de compression s'initie à la fin de l'Oligocène dans le sud du Promontoire et se propage vers le nord durant le Burdigalien (Bourrouilh, 1973 ; Gelbart et al., 1992 ; Sabat et al., 1997). A cette phase de compression est associée une rotation horaire qui s'ajoute à l'activité des chevauchements bétiques (Parès et al., 1992).

L'extension liée à l'ouverture des bassins :

Dans la même période, une phase de rifting s'initie dans le bassin de Valence (Fontboté et al., 1991 ; Maillard et al., 1992, Roca et Guimera, 1992). Les indices d'extension dans le bassin de Valence sont surtout décrits sur la marge nord de Valence (*i.e.* Catalane) et quelques failles normales Oligo-Miocène sont décrites dans la région au nord de Majorque (Maillard et al., 1992). Cependant, de nombreuses études montrent que cette phase extensive liée à l'ouverture du bassin de Valence est difficilement observable à terre ou même dans les zones immergées du promontoire.

Gelabert et al. (1992) décrit des failles normales Miocène inférieur à moyen dans la sierra de Tramuntana qui sont toutes situées sur l'extrados d'anticlinaux ou associées à des structures compressives. Fourcade et al. (1982) ne décrit pas non plus de structures extensives Oligo-Miocène sur l'île d'Ibiza.

L'extension post-orogénique :

Suite à la phase compressive qui permet la mise en place des sierras sur les îles, une phase d'extension post-orogénique s'initiant à la fin du Serravalien (Cespédès et al., 1992) et qui serait toujours active actuellement. La datation de cette phase au Serravalien implique qu'elle soit syn-ouverture du bassin Algérien mais aucun auteur ne l'indique clairement. Parès et al. (1992) décrit une seconde rotation liée à l'activité des failles normales majeures situées sur les îles ou sur le promontoire Baléares vers la fin du Miocène. L'amplitude de cette phase de rotation n'est pas connue. Parès et al. (1992) montrent aussi qu'à l'échelle des îles, les valeurs de rotation des deux phases sont très variables d'un affleurement à l'autre. Cette phase d'extension serait à l'origine des différents grabens ONO-ESE décrits sur Majorque (graben de Palma) (Sabat et al., 2011). Dans la sierra de Tramuntana, des structures extensives ENE-OSO sont décrites qui résulteraient de la même phase pendant que des phases compressives sont observées sur Ibiza (Durand-Delga et al., 1980 ; Fourcade et al., 1982) ou sur Minorque (Bourrouilh, 1973). Cette seconde phase d'extension est aussi reconnue en mer où les auteurs décrivent des chevauchements qui jouent en failles normales le long de la marge nord Baléares (Fontboté et al., 1991, Maillard et al., 1992). Le promontoire Baléares est donc la résultante d'interactions complexes entre des phases compressives et des phases extensives durant la période Oligocène-Miocène.

I.2.6. Réactivation du promontoire Baléares :

L'évolution tectonique récente du promontoire Baléares est liée aux changements de cinématique qui ont affecté les bassins adjacents. Si le promontoire a subi une phase extensive entre 16 Ma et 8 Ma peut-être liée à l'ouverture du bassin Algérien, les auteurs observent que depuis 8 Ma, le contexte tectonique de la région Algéro-Baléares est compressif comme le montre l'inversion de la marge Algérienne (Deverchère et al., 2005 ; Domzig et al., 2006). Les données à terre montrent que la cordillère Bétique dans son ensemble se soulève en raison d'une phase compressive N-S à NNO-SSE (Sanz de Galdeano et Alfaro, 2004) et d'une phase extensive perpendiculaire qui s'exprime surtout dans la mer d'Alboran (Serpelloni et al., 2007,

Fig. I.36). Les mécanismes au foyer témoignent d'une déformation transpressive le long d'accidents majeurs comme la faille de Crevillente ou l'accident du Bajo Segura (Montenat et al., 1990 ; Alfaro et al., 2002). Ces accidents forment la limite tectonique entre les zones internes et les zones externes des Bétiques aussi appelée zone de cisaillement Bétique est, ou zone de cisaillement trans-Alboran (Comas et al., 1992 ; Silva et al., 1993). Cette zone où des indices de compression actuelle sont montrés (Alfaro et al., 2002 ; Maillard et Mauffret, 2013 ; Acosta et al., 2013). Sa terminaison est probablement située entre la plateforme d'Alicante et le chenal d'Ibiza est fortement active comme le montre la sismicité élevée et plus précisément le séisme en transpression sénestre de Lorca (Mw 5.1, 11/05/2011, Alfaro et al., 2012).

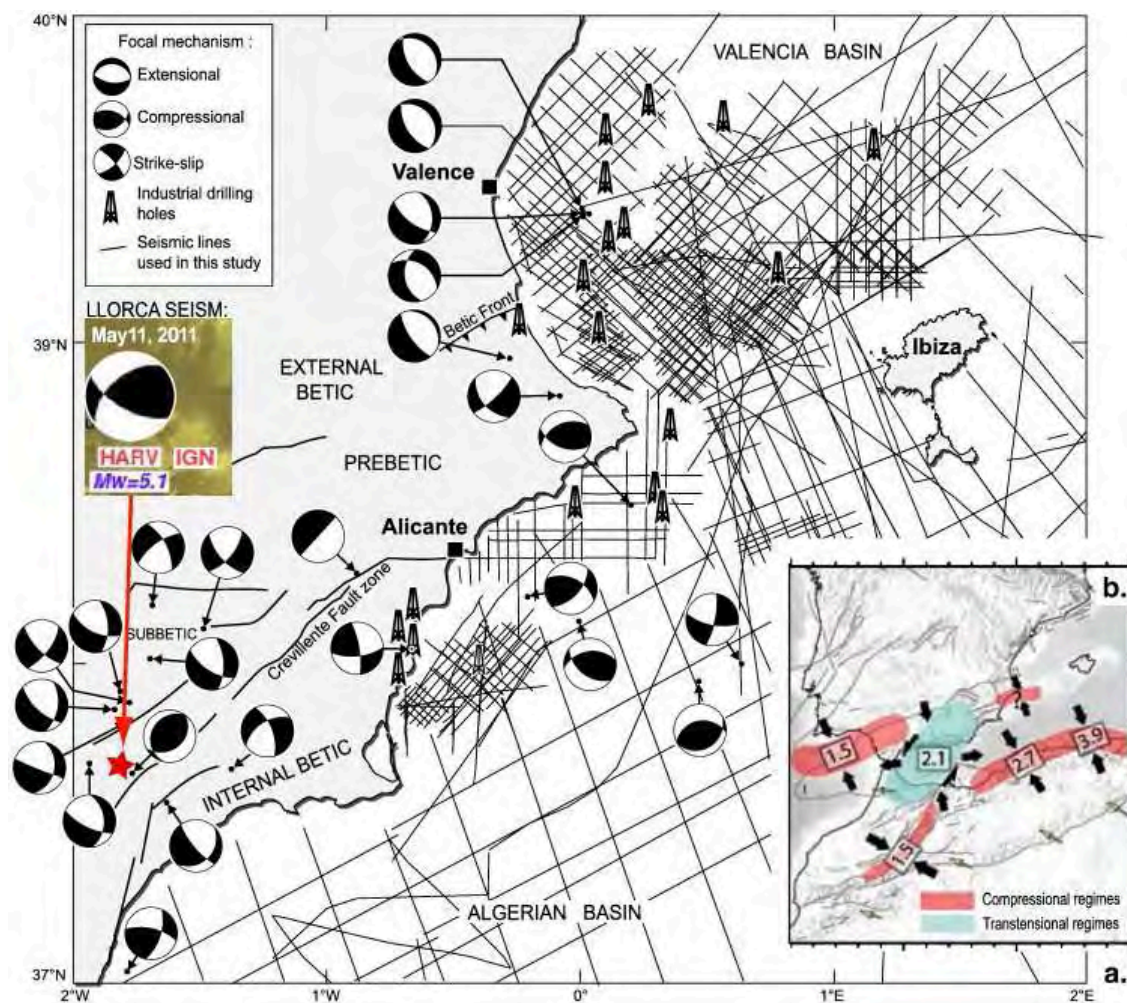


Figure I. 36: Mécanismes au foyer le long de la zone de cisaillement trans-Alboran et sur la plateforme d'Alicante. Le séisme de Lorca est positionné sur l'accident ainsi que sa magnitude d'après Maillard et Mauffret, 2013. B. carte des régime tectonique de la zone Bétiques-Alboran d'après Serpelloni et al. (2007)

Ailleurs, malgré la présence de la faille de Crevillente en bordure du promontoire, les données de sismicité et les mécanismes au foyer montrent que le promontoire Baléares reste une zone peu active hormis sur la plateforme d'Alicante (Fig. I.36). Les cartes de sismicité récentes montrent que la zone du promontoire à l'est de Majorque est quasiment inactive (Fig. I.5, Fig. I.37, Serpelonni et al., 2006 ; Sanchez-Alzola et al., 2014) avec de rares séismes d'une magnitude inférieure à 3,5 sur l'échelle de Richter. Ces informations sont confirmées par les données géomorphologiques d'Acosta et al. (2002) dont la carte bathymétrique du BSM ne fait ressortir aucune faille ou structure récente autre que le canyon de Minorque (Fig. I.25). Les régions à l'ouest de Majorque (DCM et chenal d'Ibiza) se déforment et présentent une sismicité moyenne (Majorque) à élevée (Ibiza) (Fig. I.37, Sanchez-Alzola et al., 2014).

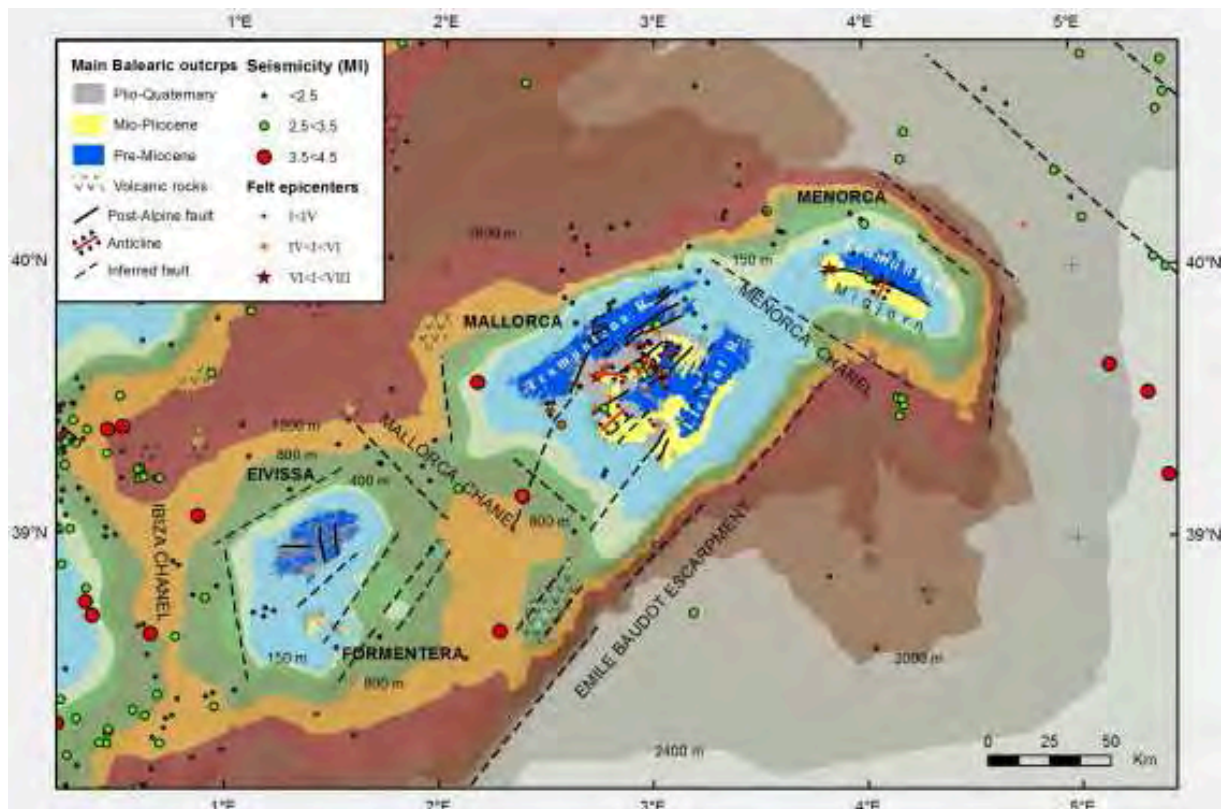


Figure I. 37: Sismicité enregistrée sur le promontoire entre 2010 et 2013 via le réseau sismique XGAIB dont 8 stations sont présentes sur les îles Baléares (Sanchez-Alzola et al., 2014).

Dans la zone de la dépression centrale de Majorque, les données de bathymétrie haute-résolution et de shipr mettent en évidence de faibles déformations dans la couverture Plio-quaternaire. Acosta et al. (2004) montrent des systèmes de failles sub-verticales et interprétées comme normales et ou transformantes affectant l'unité Pliocène supérieure et parfois décalant

jusqu'à la bathymétrie (Fig. I.38). Ce réseau de failles pourrait avoir une origine gravitaire en raison du glissement des évaporites messiniennes, bien que certaines failles normales décrites soit compatibles avec les failles normales pliocènes qui affectent le bassin de Palma (Sabat et al., 2011). Acosta et al. (2004a) montrent aussi que la DCM est marquée par de larges pockmarks formés par l'expulsion de gaz thermogéniques en lien avec le champ volcanique de Majorque situé plus au sud, et au volcanisme du bassin de Valence situé au nord (*Sa Dragonera Seamount* au pied du chenal de Majorque). De nombreux glissements gravitaires sont observés par bathymétrie multifaisceaux sur les pentes du plateau continental ou dans la pente du chenal de Majorque (Acosta et al., 2004, Fig. I.38).

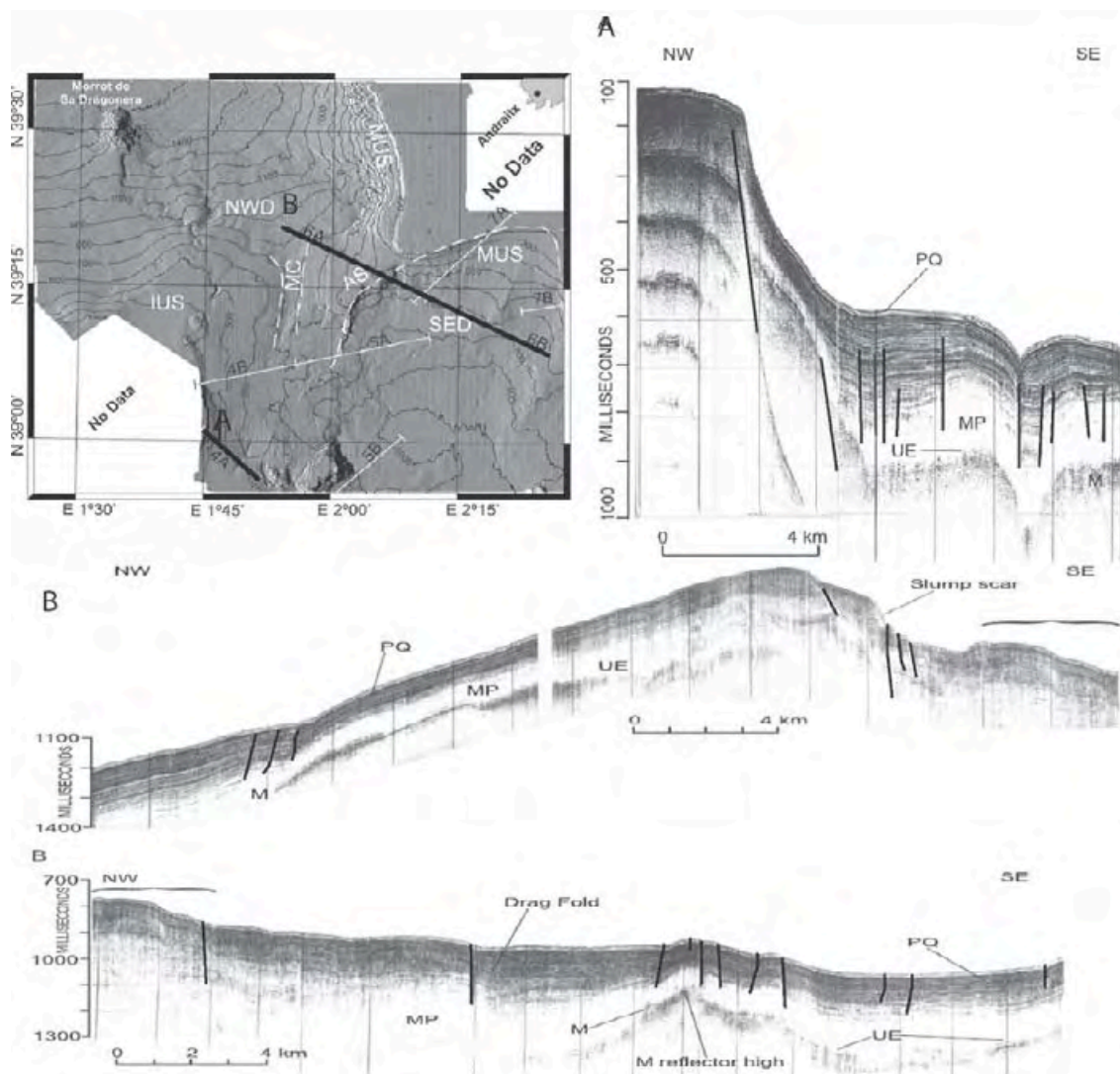


Figure I. 38: carte bathymétrique haute résolution de la région nord de la dépression centrale de Majorque. A. Profil haute résolution au pied de la pente d'Ibiza montrant un réseau dense de

failles verticale affectant le Pliocène. B. Profil traversant le chenal de Majorque. Modifié d'après Acosta et al., 2004a.

Le chenal d'Ibiza est la zone à plus forte sismicité et de nombreuses structures récentes ont été décrites lors de campagnes de bathymétrie haute-résolution (Acosta et al., 2002 ; Lastras et al., 2004) ou via d'anciennes campagnes de sismique réflexion (Maillard et Mauffret, 2013). La morphologie du chenal est celle d'une dépression allongée selon un axe N-S dont le milieu est marqué par des hauts majeurs (Acosta et al., 2002 ; Lastras et al., 2004) (Fig. I.39). Les deux monts sous-marins principaux sont considérés comme étant d'origine tectonique. Le *Xabia seamount* serait un haut de matériau Cénozoïque en surrection (Lastras et al., 2004) bien que des données magnétiques non publiées suggèrent une origine volcanique (Maillard et Mauffret, 2013). Acosta et al. (2002) montrent que le Split Seamount est un haut structural recoupé par un chenal N-S et probablement contrôlé par de la tectonique (fig39).

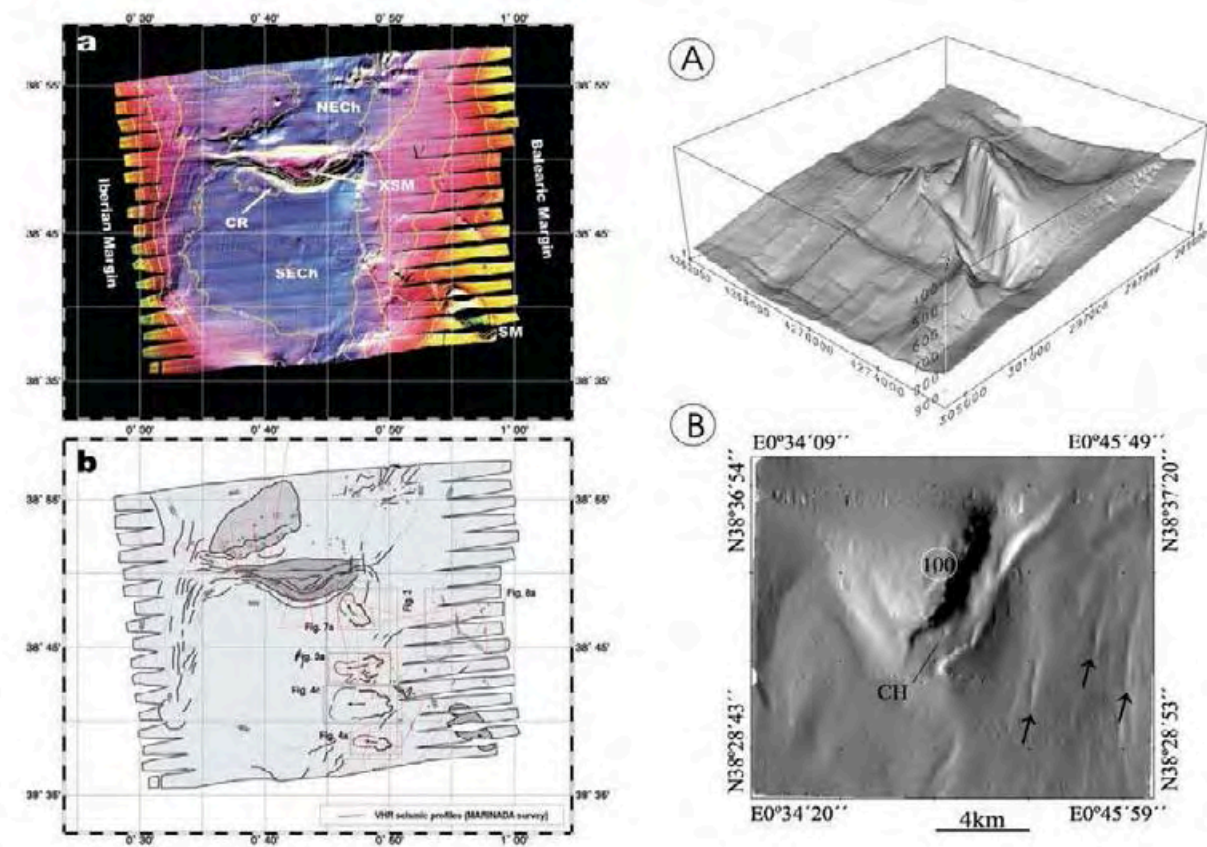


Figure I. 39: Détail des deux monts majeurs du chenal d'Ibiza. A gauche, le Xabia Seamount situé au centre du chenal et formant une structure lenticulaire d'axe E-O et différents glissements de terrain affectant la pente continentale d'Ibiza (Lastras et al., 2004). A droite, le Split Seamount situé au sud du chenal, à la limite du bassin de San Pedro (Acosta et al., 2002).

Lastras et al. (2004) mettent aussi en évidence des pockmarks au nord du *Xabia Seamount* dont l'origine est aussi thermogénique (Fig. I.39, Acosta et al., 2002 ; Lastras et al., 2004). Ces pockmarks sont alignés selon une direction NE-SO compatible avec la direction générale du promontoire et des Bétiques. Cette zone est aussi fortement impactée par des glissements gravitaires de plus ou moins grande ampleur sur la pente ouest de l'île d'Ibiza (Fig. I.39, *Ana, Joan, Nuna et Jersi*, Lastras et al., 2004), qui témoignent de l'activité tectonique de la région.

Acosta et al. (2013) ont réalisé une cartographie haute résolution de la zone la plus active sismiquement du chenal d'Ibiza et de la plateforme d'Alicante. La morphologie de la zone très accidentée (Fig. I.40) fait effectivement ressortir un réseau de structures tectoniques transpressives (Acosta et al., 2013). Les contraintes déduites des structures montrent une compression NNO-SSE compatible avec les systèmes de contraintes associés aux Bétiques ou à la convergence Afrique-Eurasie (Acosta et al., 2013). De nombreux pockmarks et des indices de glissement ou de fluage sédimentaire sont observés mais sans organisation particulières sur la plateforme (Fig. I.40). Les pockmarks sont d'origine thermogénique comme sur le reste du promontoire et probablement associés aux édifices volcaniques connus (*Palos Seamount*) (Acosta et al., 2013).

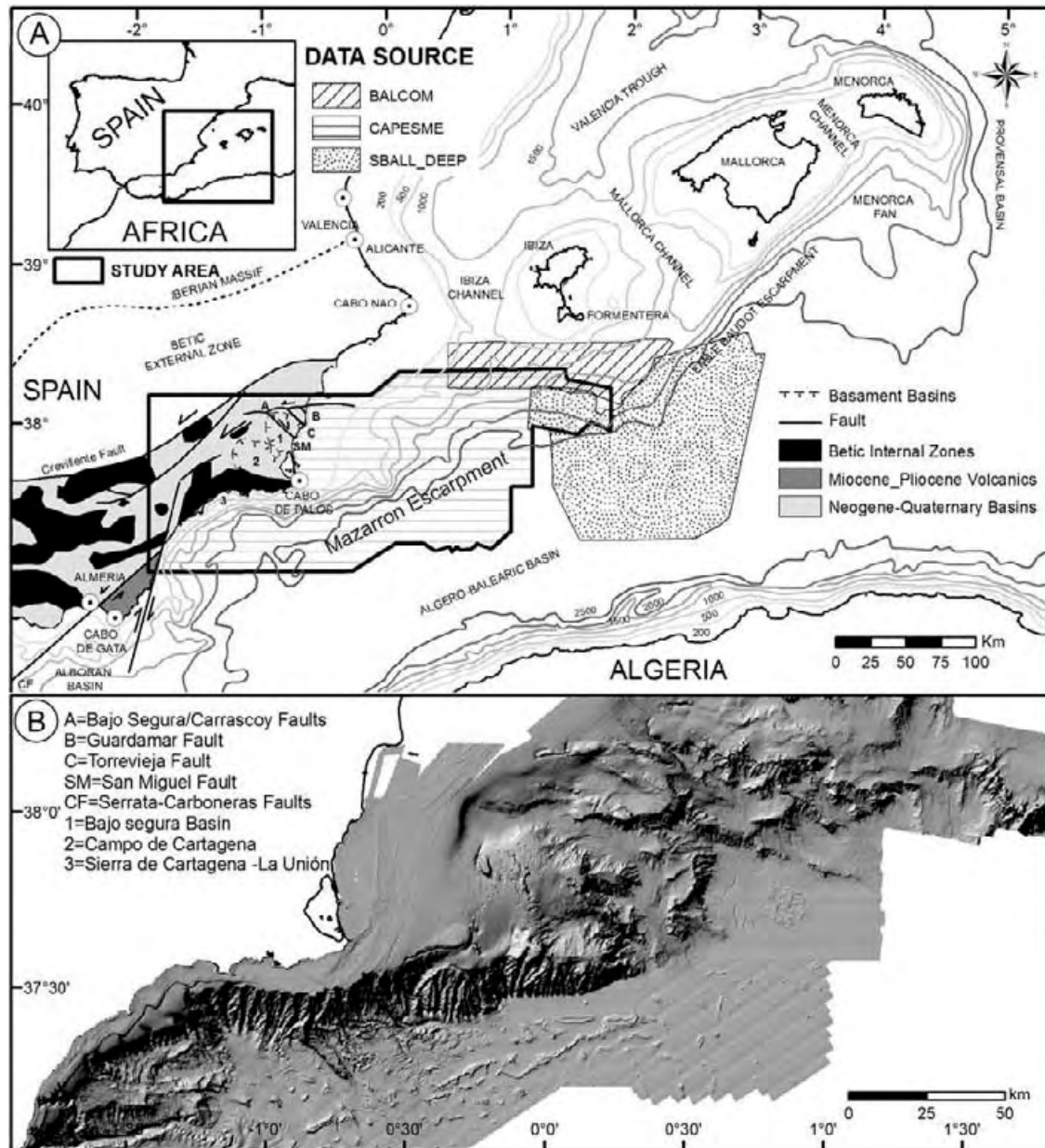


Figure I. 40: Carte bathymétrique de la plateforme d'Alicante et de la partie sud du chenal d'Ibiza (Acosta et al. 2013).

I.3. Résumé et problématiques:

1. La mise en place des bassins méditerranéens est la conséquence du recul de la fosse océanique Téthysienne qui s'est initié il y a 30 Ma et de la fragmentation du massif orogénique AlKaPeCa. Si la cinématique du bassin Liguro-Provençal est connue, celle du bassin Algérien est sujette à discussion et deux modèles sont proposés : ouverture en NO-SE dans la continuité du bassin Liguro-Provençal, ouverture en E-O sous la dérive d'Alboran avec une composante NO-SE synchrone ou non. Le promontoire Baléares

étant une zone centrale adjacente aux bassins Liguro-Provençal, Algérien ainsi que de Valence, les phénomènes ayant amené leur mise en place l'ont affecté. L'étude des déformations ayant affecté ses marges amènera de nouveaux arguments pour discuter la formation et l'évolution de la Méditerranée occidentale.

2. Le promontoire Baléares est un haut topographique situé à la jonction des bassins de Valence, Liguro-Provençal et Algérien correspondant à la terminaison orientale des zones externes de la chaîne Bétique, il se met en place durant l'édification de cette dernière mais aussi durant l'ouverture des 3 bassins, pendant la période qui va de l'Oligocène terminal au Tortonien. La phase « bétiques », marquée par des chevauchements à vergence nord, dure de l'Oligocène à la fin du Langhien, elle s'initie dans le sud du promontoire et se propage vers le nord. La phase extensive d'ouverture des bassins n'a pas été caractérisée de manière formelle sur le promontoire mais des blocs basculés ainsi que des failles normales Miocène sont observées. La seconde phase extensive est post-orogénique et se caractérise par la formation d'un grand graben d'axe NE-SO à Majorque ainsi que par des structures extensives de moindre échelle, elle dure du Serravalien jusqu'au Tortonien. La question qui découle de ces observations est comment ouvrir des bassins en même temps que mettre en place une orogénèse, dans une direction et une période qui seraient les mêmes. L'analyse des données sismiques permettra de décrire les structures associées à chaque phase et les replacer tant dans leur contexte tectonique que dans leur timing respectif. L'autre question est celle de la réactivation des structures anciennes du rifting ou des chevauchements par la phase d'extension post-orogénique, soit de l'influence de l'héritage tectonique.
3. L'unité messinienne de la région Baléares est très peu connue et n'a fait l'objet que de rares études (*e.g.* Mauffret et al., 1976 ; Durand-Delga et al., 1980 ; Simo, 1982 ; Maillard et Mauffret, 2013). L'analyse des données sismiques à la lumière des avancées sur la CSM (CIESM, 2008) permettra d'améliorer la connaissance de la série messinienne dans les Baléares. Cette étude devra analyser l'extension de cette série et son faciès sismique pour le comparer aux faciès de référence et l'associer soit aux bassins périphériques soit aux bassins profonds. Répondre à cette question et tester les connections entre la série messinienne dans les Baléares et celles de Valence, de l'Algérien ou de l'Espagne continentale permettra d'apporter de nouvelles réponses à la problématique messinienne.
4. Les études actuelles (Alfaro et al., 2012 ; Maillard et Mauffret, 2013, Acosta et al., 2013) montrent toutes qu'il existe une réactivation du promontoire Baléares. L'unité

messinienne est un bon marqueur de la déformation syn à post-messinienne. La connaissance de la série messinienne Baléares permettra aussi de quantifier et de qualifier la déformation récente qui affecte le promontoire Baléares. L'analyse de la déformation récente amènera des arguments nouveaux pour vérifier si il existe un héritage structural qu'il soit Bétique ou associé au rifting des structures récentes qui affectent le promontoire. De même, nous testerons l'hypothèse d'une continuité de la déformation le long du promontoire Baléares.

Chapitre II : Données et méthodes :

Ce chapitre est consacré à la présentation des données utilisées dans le cadre de cette thèse ainsi qu'aux méthodes et traitement que j'ai utilisés pour leur interprétation. Ce sont essentiellement des données de sismique réflexion de résolution variées ainsi que des données géophysiques (gravimétrie et magnétisme).

II.1. La sismique réflexion :

La région Baléares est couverte par un nombre important de campagnes sismiques dont la qualité est variable. La couverture sismique est très dense sur les marges de l'Espagne continentale et dans le bassin de Valence car ces zones font l'objet d'intérêts industriels : les profils disponibles y sont généralement de bonne qualité. La couverture sismique est beaucoup moins dense sur le promontoire Baléares où de nombreuses zones sont mal couvertes surtout entre Majorque et Minorque, et la qualité des profils est variable. La couverture du bassin Algérien est très fragmentaire mais les rares profils disponibles sont de bonne qualité.

L'ensemble des campagnes académiques et une grande partie des campagnes industrielles ont été regroupé par A. Mauffret au format image (.TIFF) et accompagné par des fichiers de navigation. Une partie de cette base de données a été segysée (voir tableau ci-après) en fonction de la disponibilité de la navigation ou des fichiers images de chaque campagne, et a été interprétée dans le cadre de ce travail de recherche.

Chapitre II : Données et méthodes

| Campagne | Date | Propriétaire | Lieu | Source | Flute | Navigation | Distance cumulée (km) |
|----------|----------|------------------------|--------------------------|--------------------------|------------------|-------------------|-----------------------|
| ALE77 | sept-77 | Total | Marge d'Alger | Canon maxipulse | 48 traces, 3200m | Satellite | 2039 |
| Ray | avr-72 | Mandrel Industry | Cote est Espagnole | Airgun 3300 cu.in | 24 traces | Satellite | 586 |
| Valsis2 | nov-88 | UPMC | Bassin de Valence | 10 BOLT Airgun 5861Cu.in | 96 traces, 2400m | GPS | 810 |
| Bal84 | janv-84 | Université de Bologne | Sud de Minorque | NC | Monotrace | NC | 1539 |
| Sh77 | janv-74 | Sonatrach | Méditerranée Occidentale | 8 SEISPROBE air gun | 24 traces, 2630m | NC | 3120 |
| Meds77 | juil-76 | Western Geophysical | Région Baléares | Canon maxipulse | 48 traces, 2400m | Satellite | 5913 |
| Map77 | Nov-1978 | Eniempa | Région Baléares | 2 VAPORCHOC | 48 traces, 2400m | Satellite doppler | 9059 |
| For79 | Oct-1979 | Campsa | Ibiza | 2 VAPORCHOC | 96 traces, 2400m | Satellite doppler | 1132 |
| CarbMed | août-06 | Université de Hambourg | Alboran-Baléares | 2 GI-airgun | 24traces, 600m | GPS | 280 |
| SIMBAD | janv-13 | Université de Toulouse | Région Baléares | 1 mini-GI airgun | 24 traces, 300m | GPS | 945 |

Tableau II. 1: Tableau récapitulatif des campagnes disponibles et utilisables.

II.1.1. Les campagnes sismiques

II.1.1.a. Les campagnes industrielles :

Les campagnes industrielles sont au nombre de six (Ale, Ray, SH, Meds, Map et FOR, Tab. II.1, Fig. II.1). Ce sont des données de sismique réflexion multitrace dont la qualité varie du très bon (SH, Map, ALE, Tab. II.1, Fig. II.1) au moins bon pour les plus anciennes (Ray, Meds, For). Ces campagnes ont une pénétration qui permet d'observer la colonne sédimentaire et le toit du socle acoustique. En général, elles ne permettent pas d'observation en dessous du socle acoustique. La résolution de ces campagnes est faible (sismique lourde et basse fréquence) et ne permet pas d'observer en détail la colonne sédimentaire. Néanmoins, les grandes structures et les faciès sismiques principaux sont discernables.

II.1.1.b. Les campagnes académiques :

Deux campagnes académiques sur ma zone d'étude avec leur navigation sont disponibles. La campagne Valsis2 (Mauffret et al. 1992, Pascal et al. 1992, Torné et al. 1992, Tab. II.1, Fig. II.1) qui se compose de deux types de profils multitraces. Un jeu de profils 12 secondes de faible résolution mais ayant une forte pénétration et un jeu de profils 6 secondes avec une plus grande résolution. Ces profils sont situés dans le golfe de Valence ou sur la marge nord Baléares. La campagne Bal84 provient de l'université de Bologne (Curzi et al., 1985, Tab. II.1, Fig. II.1) et les méthodes d'acquisition de la campagne ne sont pas connues en détail. C'est une campagne de sismique monotraces dont les profils, bien que de mauvaise qualité, ont l'avantage de combler un manque de données sur le bloc sud Minorque et ont permis une étude assez fine des structures et de la colonne sédimentaire. La pénétration de ses profils étant faible, le socle acoustique n'est pas toujours observable.

II.1.1.c. Les campagnes haute-résolution :

La campagne CARBMED (Hübscher et al. 2010, Tab. II.1, Fig. II.1) avait pour objectif d'établir un modèle de déposition des carbonates en eaux froides ou tempérées. Une des zones d'études sur la plateforme de Majorque (Espagne de l'Est) a donc été couverte par 280 km de profils de sismique réflexion multitrace de haute résolution. Les profils sont de qualité élevée et ont une pénétration faible de 1 seconde temps double (STD) sous le fond de mer. Leur

résolution permet d'avoir de nombreux détails sur les unités Plio-quaternaire et Messiniennes mais la pénétration est insuffisante pour observer l'unité pré-Messinienne ou le socle acoustique.

II.1.1.d. Campagne SIMBAD :

Cette campagne a été réalisée entre le 3 et le 18 janvier 2013 avec le N/O Le Téthys II (flottille INSU) dans la région des Baléares avec Ibiza comme port d'attache. Cette campagne avait deux objectifs majeurs :

- Etudier les variabilités spatio-temporelles des évaporites Messiniennes du promontoire Baléares.
- Etudier la corrélation possible entre les différents dépôts d'âge Messinien dans les bassins du promontoire et ceux adjacents avant leur déformation post-crise.

Le système d'acquisition est la sismique du laboratoire GéoAzur utilisée sur les campagnes METYSS (Gaullier et al. 2014) ou FABLES (réalisée en 2011 par F. Sage et S. Migeon, Université de Nice, données non publiées) et se compose de :

- **Source** : Canon à air de type Mini-GI (SODERA, volume générateur : 24 ci / volume injecteur : 24 ci), pression de tir : 140 bars, cadence de tirs : 6 s.). Avec une vitesse du bateau de 4 nœuds, la distance inter-tirs est de 12,5 m.
- **Récepteur** : Flûte 24 traces (12,5 mètres/trace). Nous proposons de grouper les signaux des traces 2 à 2 afin d'obtenir l'équivalent d'une flûte 12 traces de 25 mètres. Ce dispositif, avec une distance inter-tirs de 12,5 m, permet d'obtenir une couverture multiple d'ordre 12.
- **Dispositif d'acquisition numérique** : Les données numériques sont enregistrées à l'aide d'un système Delph, qui fournit pour chaque profil un fichier de navigation contenant la position de chaque tir et un fichier SEG-Y des données sismiques.

Les profils obtenus ont une pénétration de l'ordre de 1 à 2.5 STD selon la bathymétrie et permettent d'observer l'ensemble de la colonne sédimentaire, et le toit du socle acoustique sur la plupart des profils car, la colonne sédimentaire est peu épaisse en général sur le promontoire Baléares. La résolution des profils permet d'observer des détails dans les unités Plio-quaternaire ou Messinienne équivalents à ceux de la campagne CARBMED.

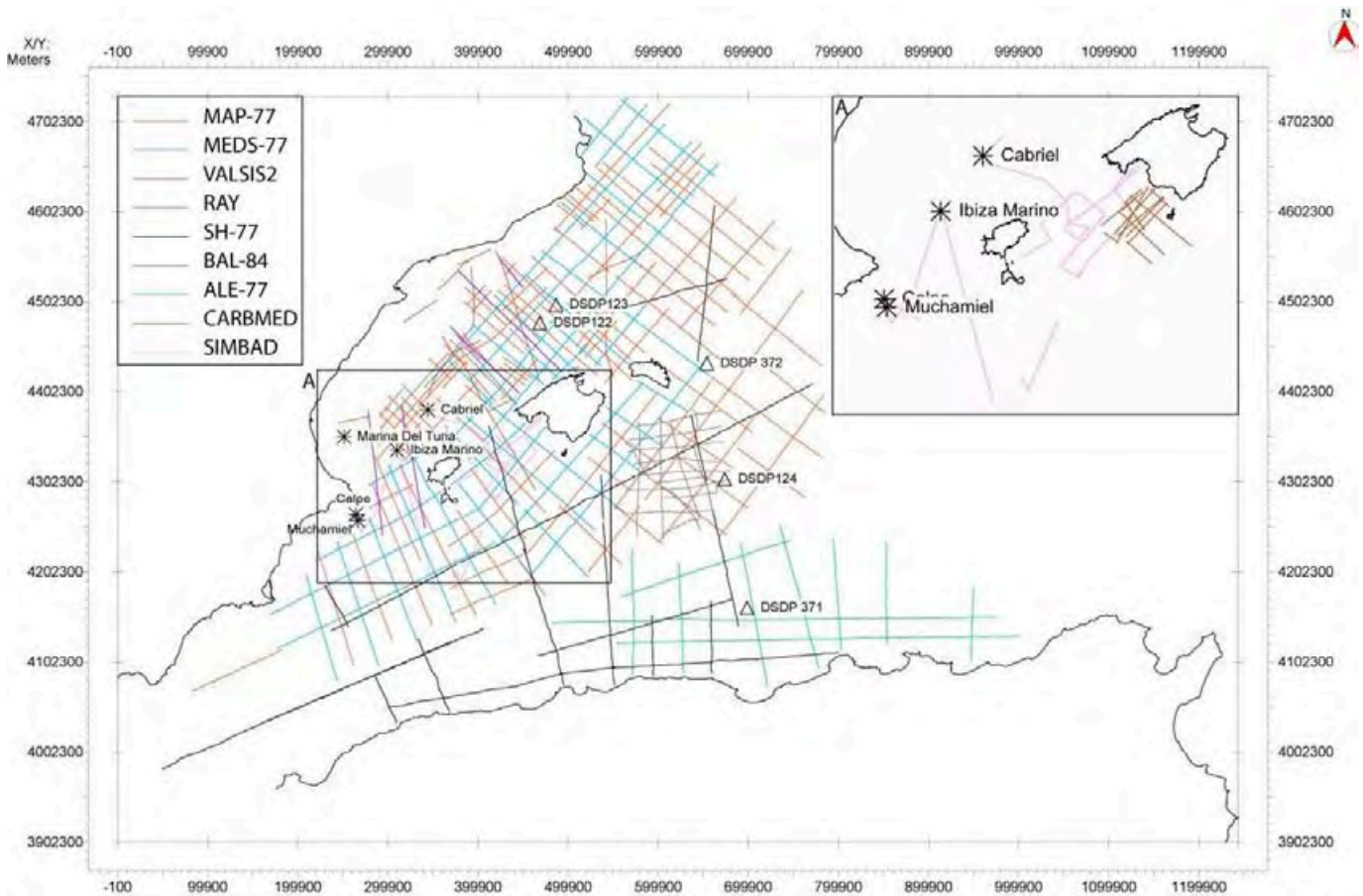


Figure II. 1: Plan de position de l'ensemble des données sismiques traitées. A. détail du plan de position des campagnes de haute résolution CARBMED et SIMBAD.

II.2. Traitement des données :

L'ensemble des données sismiques hormis les campagnes haute-résolution était disponible sous forme de fichier images (.TIFF ou .JPG). Elles ont été retraitées de façon à produire une base de données sismique utilisable par la plupart des logiciels de traitement et d'interprétation de données sismiques. Chaque profil a dû être transformé au format SEG-Y. Le format SEG-Y est un format numérique mis au point dans les années 1975 pour permettre le stockage des profils sismiques sur bande magnétique. Ce format comprend un entête de métadonnées comprenant l'identification des profils (campagne, année,...), et une partie navigation associant à chaque point de tir une coordonnée géographique au format métrique. A cet entête est associé le profil image. Un outil gratuit a été mis au point à l'université de Barcelone par M. Farràn (2008) pour segyser les profils images. (<http://ww2.icm.csic.es/gma/en/content/image2segy>). Au total, J'ai segysé 25000 km de profils sismiques durant la première année de la thèse.

II.2.1. Segysation :

Le protocole de segysation nécessite d'avoir un profil sismique au format image et les données de navigation, même incomplètes, au format UTM-WGS84. Les logiciels utilisés sont Photoshop, Didger, Excel et Matlab. Le protocole est le suivant (Fig. II.2) :

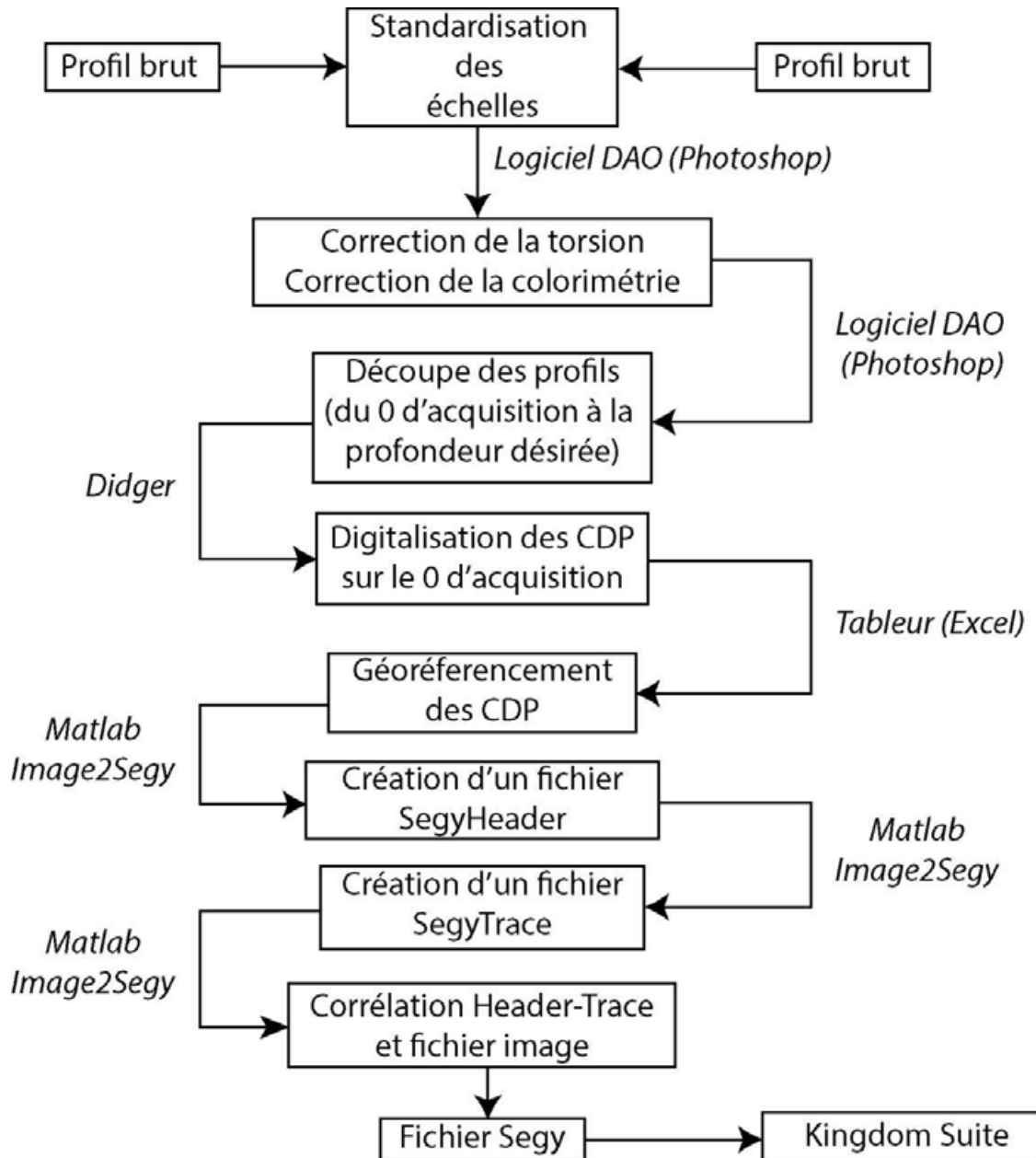


Figure II. 2: Principe de segysation.

- Préparation du profil image : la préparation du profil consiste à corriger la torsion, et corriger le contraste ou la colorimétrie de l'image de façon à ce qu'elle soit la plus

propre possible, et éviter les problèmes de lisibilité ou de croisement. L'image corrigée doit être extraite au format .TIFF.

- Digitalisation : Le profil doit être importé dans un logiciel de type Didger (Golden Software). Dans un premier temps, il faut digitaliser les CDP indiqués dans le fichier de navigation sur la ligne horizontale des 0 STD. Il n'est pas nécessaire de digitaliser tous les CDP, car le programme est capable d'interpoler les lacunes de navigation en supposant que la vitesse du bateau est constante. Il faut ensuite extraire le fichier contenant les CDP digitalisés (format ASCII)
- Préparation de la navigation : Le fichier extrait de Didger doit ensuite être ouvert avec un logiciel de type tableur (J'ai utilisé MapViewer (Golden Software) mais Excel est recommandé). La première ligne du fichier doit contenir dans l'ordre : la hauteur du profil en pixel (entre le 0 STD et la base du profil choisie), le numéro du profil, la nature du profil (marin = 0 ou terrestre = 1), le type de format SEG-Y (révision 0 ou 1), le format numérique du SEG-Y (32bits = 1, 16bits = 3 ou IEEE = 5) et enfin la zone UTM associée au profil. Seuls la hauteur et le numéro du profil sont obligatoires (Tab. II.2).

| Longueur | Numéro de profil | Type de profil | Révision SEG-Y | Format | Hauteur |
|----------|------------------|----------------|----------------|--------|---------|
| 1977 | 1 | 0 | 1 | 3 | 5000 |

Tableau II. 2: Exemple de première ligne d'un fichier de navigation concernant le profil BAL84-01. La ligne 1 indique le profil est long de 1977 pixel, qu'il est numéroté 1, c'est un profil marin qui sera segysé selon la révision SEG-Y-1 et au format 16bits et dont la hauteur est de 5000ms.

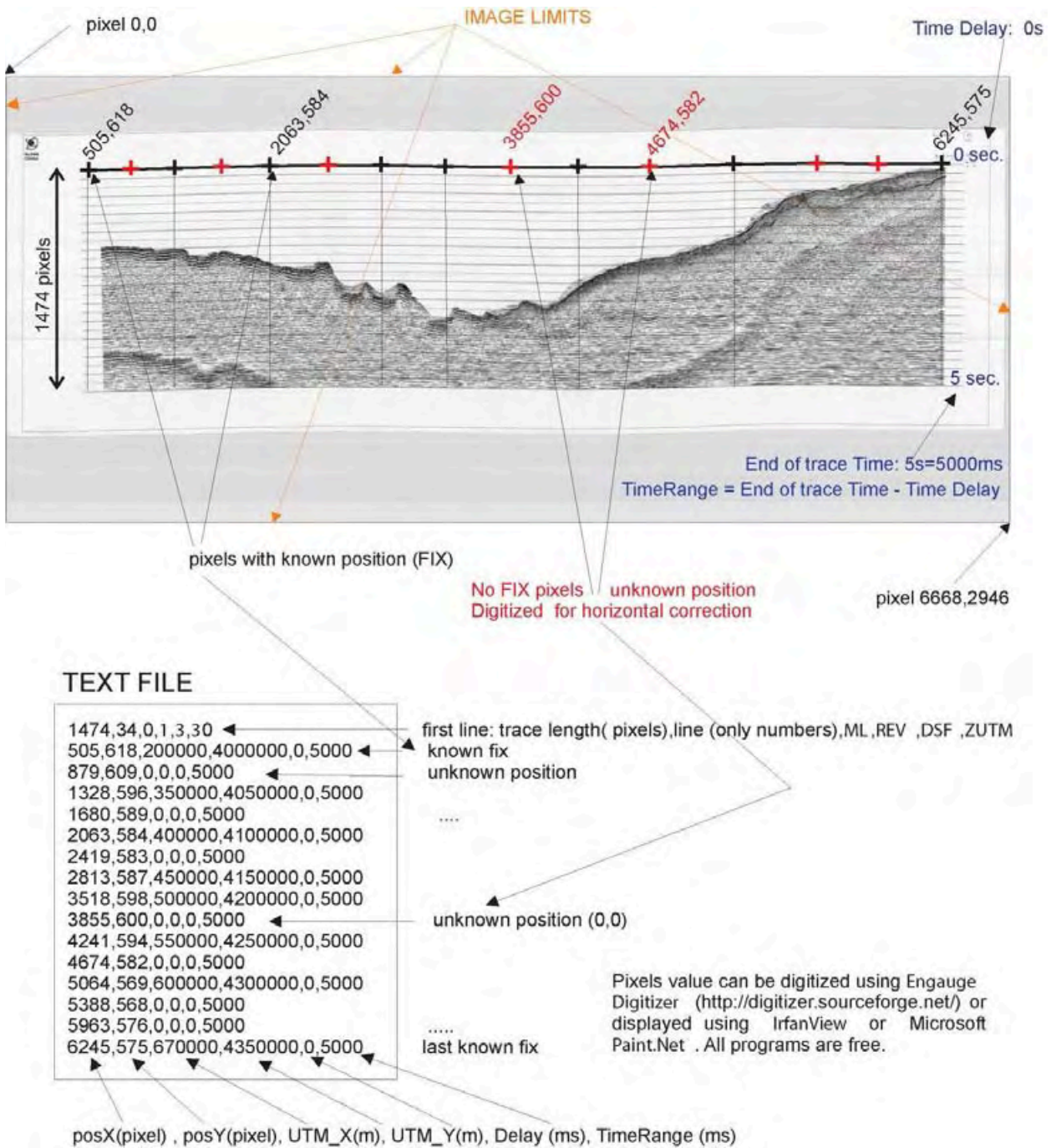
La suite du fichier doit contenir les valeurs digitalisées en pixel des CDP, auxquelles on associe leurs coordonnées en UTM, ainsi que deux colonnes contenant dans l'ordre, l'intervalle entre les traces en ms et la hauteur de la trace en ms. La dernière ligne du fichier doit contenir les coordonnées du point à la base du profil. Le fichier doit être exporté au format .DAT (Tab. II.3)

| X (pixels) | Y (pixels) | X (métrique) | Y (métrique) | Intervalle | Hauteur |
|-------------|------------------|--------------|---------------|------------|---------|
| 398.6088824 | 44.3154018164951 | 575565.8188 | 4364863.66027 | 0 | 5000 |

| | | | | | |
|--------------|------------------|--------------|---------------|---|------|
| 557.0459216 | 44.3154018164951 | 576604.09996 | 4364318.87257 | 0 | 5000 |
| 727.5933052 | 42.2971911969689 | 578494.34936 | 4364670.73103 | 0 | 5000 |
| 889.0571748 | 41.2875820902482 | 580385.58754 | 4364912.07019 | 0 | 5000 |
| 1018.228472 | 42.2971911969689 | 582189.4795 | 4365263.94251 | 0 | 5000 |
| 1182.7201796 | 40.2789805774446 | 583994.41931 | 4365505.25416 | 0 | 5000 |
| 1317.9471528 | 40.2789805774446 | 585714.42434 | 4365635.05376 | 0 | 5000 |
| 1453.1731184 | 41.2875820902482 | 587693.8138 | 4365657.16535 | 0 | 5000 |

Tableau II. 3: Suite du fichier de navigation montrant les coordonnées digitalisées en pixels (X et Y) auxquelles sont associées leurs coordonnées réelles dans le référentiel WGS84-UTM (ici zone 31N).

- Segysation : il faut lancer la routine Image2Segy sous Matlab. Quelques champs seront à renseigner : nom de la campagne, numéro de profil, année,..., de façon à générer un entête contenant les métadonnées de la campagne. La routine va demander les chemins du fichier de navigation puis du fichier image. Il faudra indiquer au logiciel si les profils ont une polarité négative ou positive, et s'ils sont au format niveaux de gris ou couleur. La routine va ensuite lier les deux fichiers et générer un fichier SEG-Y compatible avec l'ensemble des logiciels de traitement sismique (KingdomSuite, Petrel, Sismage, Charisma... ; Fig. II.3).



II.2.2. Forages :

L'interprétation de la base de données sismique s'est appuyée sur onze forages off-shore réalisés dans la région Baléares (Fig. II.4). Il y a six forages IODP. Trois forages appartiennent au Leg13 (Hsü et al. 1973), le 122 et 123 dans le golfe de Valence et le 124 au sud de Minorque dans le bassin Algérien. Deux autres appartiennent au Leg42 (Hsü et al. 1978) : le 372 directement à l'est de Minorque et le 371 au nord d'Alger. Enfin un dernier est situé au sud

du bloc sud Minorque, le 975 (Leg 161, Comas et al., 1995). L'ensemble de ces forages a l'avantage d'avoir été publié et d'être facilement accessible. Les rapports IODP sont complets et apportent de nombreuses informations (datation, pétrologie, diagraphies, log). Néanmoins, la plupart de ces forages ont été arrêtés au toit des évaporites messiniennes et donc ne permettent pas de calage précis des unités sismiques infra-messiniennes.

Les cinq autres forages (Cabriel, Ibiza-Marino, Muchamiel, Calpe-1, Marina Del Turia) sont industriels et ont été réalisés par Repsol (Lanaja et al., 1987). Ils font l'objet d'une nouvelle étude à l'université de Salamanque par Ochoa D. et Sierro F. qui nous ont fourni les nouveaux logs de la plupart des forages (Ochoa et al., 2014). Ces forages sont situés dans la zone nord des Baléares (Cabriel, Ibiza-Marino, Marina del Turia), et en général au toit de hauts structuraux ou sur la plateforme d'Alicante à l'ouest d'Ibiza (Muchamiel, Calpe). Ces forages ont une bonne pénétration, certains jusqu'au socle Mésozoïque, et donc permettent le calage des unités sismiques infra-messinienne. Les données nouvelles intègrent les diagraphies principales (sonique, gamma-ray) et seront complétées par des analyses micropaléontologiques (Ochoa et al., 2014).

L'ensemble des forages a été intégré à la base de données sismique (Fig. II.4) en utilisant un outil interne de KingdomSuite qui convertit l'échelle verticale en mètres des forages en échelle verticale de temps en STD en fonction des lois de vitesses applicables aux campagnes.

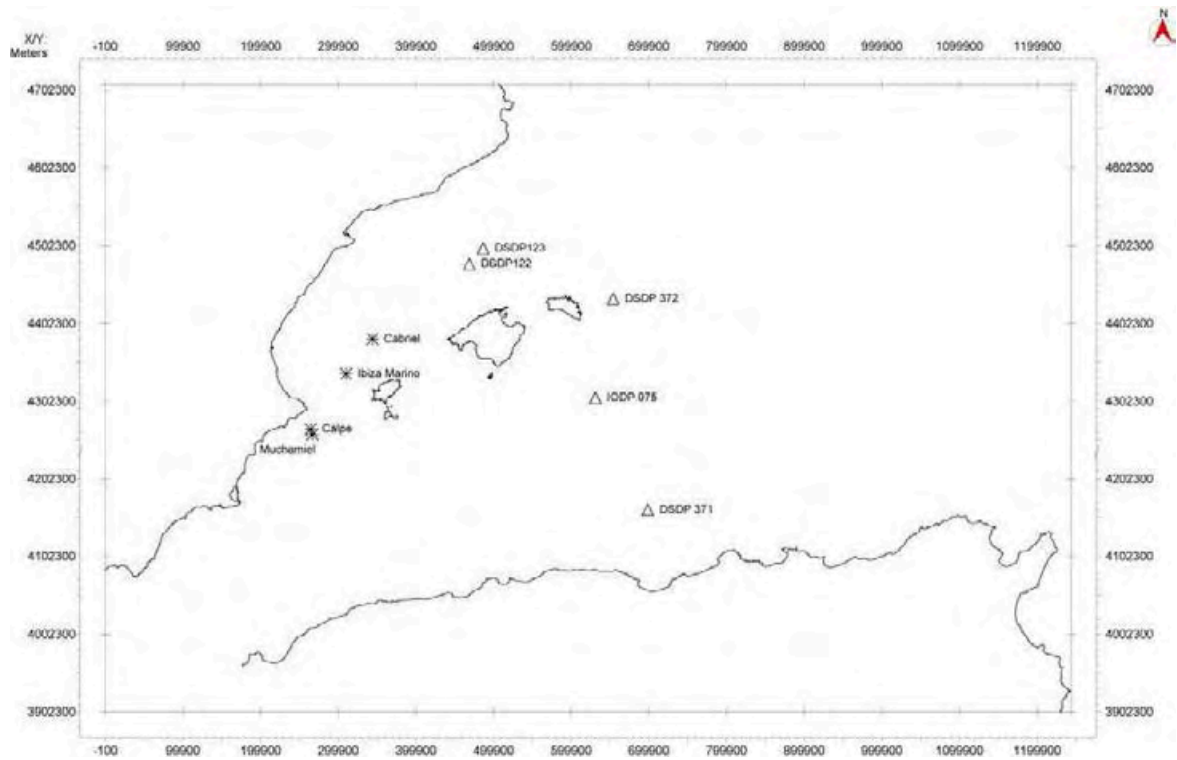


Figure II. 4: Plan de position des différents forages industriels et académiques utilisés.

II.3. Faciès Sismiques

L'interprétation des profils sismiques a été réalisée suivant les concepts de la stratigraphie sismique (Mitchum et Vail, 1977, Vail, 1977) (Fig. II.5) dont il existe de nombreuses synthèses et modèles publiés (*e.g.* Rabineau, 2001 ; Catuneanu, 2009)

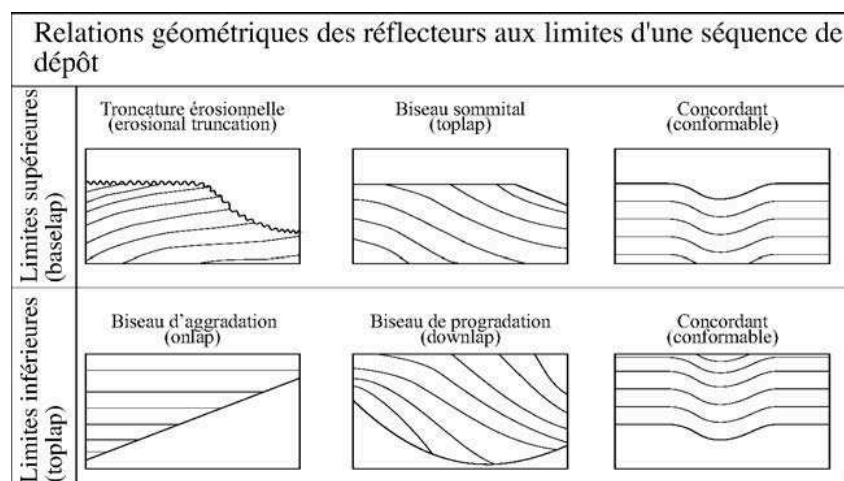


Figure II. 5: Schéma des relations possibles entre les réflexions sismiques et les séquences d'après Mitchum et Vail, 1977.

Les différentes unités sismiques ont été calées à l'aide des forages (Fig. II.4) décrits précédemment, ainsi que par analogie avec les faciès observés dans de nombreuses études des zones voisines (bassin de Valence, *e.g.* Maillard et al., 1992, Mauffret et al., 1992, Roca et Guimera, 1992 ; Golfe du Lion, *e.g.* Lofi, 2002, 2011 ; Bache, 2008 ; Leroux, 2012 ; bassin Algérien, *e.g.* Lepretre, 2012 ; Medaouri et al., 2014 ; Baléares, Camerlenghi et al., 2009). Etant donné que les faciès sismiques sont relativement homogènes d'une région à l'autre, ils sont décrits ci-après de façon synthétique. Les tableaux II.4 à II.7 ainsi que des forages calés sur des profils sismiques (Fig. II.10 à 13) montrent les particularités des faciès de chaque région.

Deux réflecteurs repères ubiquistes en Méditerranée permettent de caler les principales séquences sismiques : le toit de l'unité messinienne, qui sépare la séquence post-messinienne de l'unité messinienne, et le toit du socle acoustique qui sépare la séquence pré-messinienne du socle acoustique.

Le réflecteur représentant la fin de la Crise de la Salinité Messinienne (CSM) est repéré comme la surface M décrite par Montadert (1978). Il est visible partout en Méditerranée par un très fort contraste d'impédance entre la séquence messinienne et la séquence post-messinienne. Il représente stratigraphiquement la base de l'unité Plio-Quaternaire. Il est appelé TS (Top Surface) quand il existe une unité messinienne (Lofi et al., 2011). Dans le cas contraire, il est aussi bien marqué, sinon mieux, et représente alors généralement une surface d'érosion entre l'unité Miocène pré-messinienne et l'unité Plio-Quaternaire, on l'appelle alors MES (Messinian Erosion Surface).

Le toit du socle acoustique est marqué par un fort contraste d'impédance entre les sédiments syn et post-tectoniques et les sédiments ou socle pré-tectonique ou océanique.

II.1.3.2.1. la séquence sismique post-messinienne :




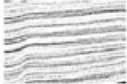
| Nom de l'Unité | Age supposé | Epaisseur | | Faciès Sismique | | Caractéristiques réflectives de l'Unité |
|----------------------|-------------|------------------|-----------|---|---|--|
| | | Temps Double | Mètres | BR | HR | |
| Séquence Post-CSM | 0-3.1 Ma | 0.2-0.3 s TWTT | 160-245 m |  |  | Lité réflecteurs de moyenne amplitude continus Haute fréquence rares discordances internes |
| | 3.1-7 Ma | 0.15-0.30 s TWTT | 130-285 m |  |  | Transparent rares réflecteurs de faible amplitude, moyenne fréquence |

Figure II. 6 : Faciès de la séquence post-CSM. BR : Basse Résolution ; HR : Haute Résolution

Par définition, cette séquence représente tout l'intervalle temps post-messinien (post-CSM). Elle est donc corrélée au Pliocène et au Quaternaire, jusqu'à l'actuel. Elle est subdivisée en deux unités, de par leurs faciès sismiques différents (Fig. II.6).

L'unité dite Plio-Quaternaire est caractérisée par une réponse sismique de haute fréquence avec des réflecteurs de moyenne amplitude, parallèles et continus. Cette réponse sismique est la même quel que soit le bassin (Tab. II.4 à 7). Seule l'épaisseur de l'unité va varier, ainsi que certaines géométries internes comme sur les marges où l'on peut observer des structures sédimentaires (Fig. II.11), en relation avec l'édification des plateformes telles que celle du Golfe du Lion, du delta de l'Ebre, ou des plateformes carbonatées actuelles des Baléares (Pomar et al., 1995).

L'unité dite « Pliocène transparente » est marquée par une faible réponse sismique. L'unité est transparente avec des réflecteurs de très faible amplitude et subcontinus (Tab. II.4 à 7) ce qui rend difficile leur interprétation à l'échelle d'un profil entier. L'observation de cette unité est difficile en sismique réflexion basse résolution, ou dans les bassins profonds où le diapirisme intense déforme l'unité Pliocène dans son ensemble (Tab. II.4 à 7).

Le calage chronostratigraphique de la limite entre ces deux unités n'est pas connu. L'unité « Pliocène transparente » est parfois associée au Pliocène Inférieur (Zancléen), mais des études récentes non publiées l'associent dans notre zone d'étude à la base du Pliocène Supérieur (F. Sierro, *Comm. Pers.* ; Ochoa et al., 2014). Cette limite n'a jamais été corrélée sur l'ensemble du bassin Méditerranéen occidental, et est probablement diachrone. Cependant, il est important

de noter que ce changement de faciès entre la base et le reste de la séquence Plio-Quaternaire existe partout en Méditerranée, et correspond forcément à un changement de la sédimentation à l'échelle régionale. De plus, une discordance angulaire a été remarquée au toit de l'unité transparente en des lieux très distants et pourrait indiquer un changement de tectonique régionale (inversion de la marge est Sarde : Gaullier et al., 2014 ; Baléares, voir chapitre IV ci-après ; inversion de la marge algérienne : El Euch El-Koundi et al., 2009 ; Leprêtre, 2012).

II.1.3.2.2. La séquence sismique de la crise de salinité Messinienne :

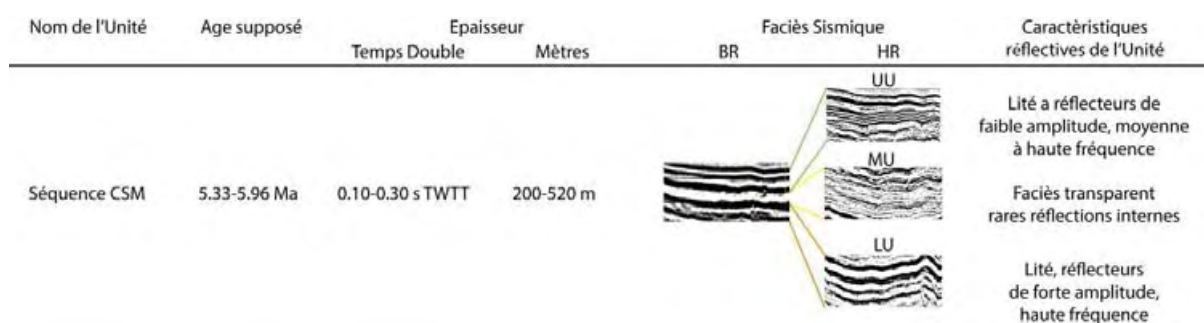


Figure II. 7 : Faciès de la séquence CSM ; BR : Basse Résolution ; HR : Haute Résolution

La séquence sismique de la crise de salinité Messinienne (CSM) a été définie depuis le leg DSDP 13 (Hsü et al., 1973, Ryan et al., 1973). Ses faciès sismiques très particuliers rendent cette séquence facilement repérable partout en Méditerranée (Fig. II.7). Nous suivons ici la nomenclature proposée dans l'atlas de la crise de salinité Messinienne (Lofi et al., 2011, voir chapitre I.5).

Dans les bassins peu profonds nous concernant (Valence et Promontoire, Tab. II.4 et Tab. II.5), elle est caractérisée par une réponse sismique de très haute fréquence, avec des amplitudes de réflecteurs très fortes. Les réflecteurs sont parfois chaotiques et non parallèles mais généralement l'unité est subcontinue (Tab. II.4 à 7). Cette réponse sismique est généralement associée aux gypses primaires sur le promontoire Baléares, ou à l'unité supérieure messinienne (UU, voir Chapitre I.2.3).

Sur la marge nord Baléares, une sous-unité très chaotique avec de très rares réflexions internes est interprétée comme CU (=Complex Unit), et liée aux produits clastiques formés durant la crise de salinité Messinienne (Fig. II.11).

Dans les bassins profonds, le calage est réalisé par croisement avec des puits et profils sismiques situés plus au nord dans le Golfe du Lion (Lofi, 2003 ; Bache 2008 ; Leroux, 2012). L'unité de la crise de salinité messinienne est alors caractérisée par 3 sous unités « classiques » qui, dans ce travail, ne sont observées qu'à l'est de Minorque. Dans le bassin Algérien, les UU ont une réponse proche des évaporites des bassins peu profonds avec des réflecteurs de forte amplitude, une haute fréquence sauf qu'ils sont parallèles et continus (Tab. II.7). Les MU forment une unité très transparente avec de très rares réflexions internes. Le toit et la base des MU sont marqués par des réflecteurs de très forte amplitude et ayant une polarité inverse par rapport au reste des unités sismiques. Les MU sont le siège d'un diapirisme intense qui rend leur observation difficile. Les LU ne sont pas observables dans le bassin Algérien.

II.1.3.2.3. La séquence sismique pré-messinienne :

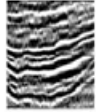
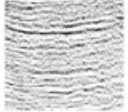
| Nom de l'Unité | Age supposé | Epaisseur | | Faciès Sismique | | Caractéristiques réflectives de l'Unité |
|------------------|-------------|----------------|------------|--|---|--|
| | | Temps Double | Mètres | BR | HR | |
| Séquence pré-CSM | 5.96-? | 0.1-0.7 s TWTT | 150-1140 m |  |  | Transparent Réflecteurs de moyenne amplitude basse à moyenne fréquence |

Figure II. 8 : Faciès de la séquence pré-CSM ; BR : Basse Résolution ; HR : Haute Résolution

La séquence sismique pré-Messinienne (pré-CSM) est caractérisée par une réponse sismique de moyenne à forte fréquence avec des réflecteurs de forte ou de faible amplitude (Fig. II.8). Les réflecteurs sont souvent continus et parallèles (Tab. II.4 à 7). On peut définir plusieurs sous-unités dans cette séquence du fait de discordances internes parfois bien marquées. Sur le promontoire Baléares, une unité sismique à faciès homogène aux réflecteurs peu marqués caractérise souvent le toit de cette séquence (Fig. II.8). La séquence sismique pré-messinienne est par définition d'âge Miocène pré-crise de salinité Messinienne (Tortonien), et au plus récent, d'âge Messinien pré-crise. Sa base n'est pas datée précisément, bien que certains forages comme Ibiza-Marino ou Calpe atteignent cette séquence. La position de ces forages sur des hauts ou sur les plateformes continentales fait que la séquence n'est pas toujours complète. Cependant, sa géométrie la corrèle aux sédiments post-tectoniques (post-rifting ou post-bétiques) donc son âge est probablement Oligo-Miocène à Messinien.

II.1.3.2.4. Le socle acoustique :


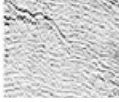
| Nom de l'Unité | Age supposé | Epaisseur | | Faciès Sismique | | Caractéristiques réflectives de l'Unité |
|------------------|-------------|--------------|--------|---|---|---|
| | | Temps Double | Mètres | BR | HR | |
| Socle Acoustique | ? | ? | ? |  |  | chaotique Réflecteurs de forte amplitude au toit basse fréquence |

Figure II. 9 : Faciès du socle acoustique ; BR : Basse Résolution ; HR : Haute Résolution

Le socle acoustique est souvent caractérisé par une réponse sismique chaotique et sans réflecteurs internes, que ce soit pour le socle continental ou océanique (Fig. II.9). Néanmoins, dans le bassin de Valence ou dans le chenal d'Ibiza, des réflecteurs parallèles et continus, de moyenne amplitude, peuvent être observés (Tab. II.4 à 7). Ils sont alors différenciés de la séquence pré-messinienne par des réflecteurs de beaucoup plus forte amplitude et des discordances, en particulier au toit de l'unité. On observe généralement des onlaps voire des troncatures d'érosion entre le socle acoustique et la séquence sismique pré-Messinienne (Tab. II.5 et Tab. II.7).

Cette séquence sismique pré-tectonique a subi, soit l'extension des bassins, soit la compression dans les chaînes Bétiques sur le Promontoire. Le rifting qui a ouvert le bassin de Valence ou le bassin Algérien est marqué par des structures extensives formant des blocs basculés. A l'ouest du Promontoire, le socle est affecté par la phase bétiques. Là où il existe un ensemble de réflecteurs, cette séquence est corrélée aux séries Mésozoïques observées dans le bassin de Valence (Maillard et al., 1992 ; Mauffret et al., 1992 ; Vidal et al., 1998) ou dans le chenal d'Ibiza (Maillard et Mauffret, 2013). Cette unité a été forée dans le bassin de Valence (Ibiza-Marino et Cabriel), ou sur la plateforme d'Alicante (Fig. II.11) (Lanaja et al., 1987 ; Ochoa et al., 2014).

II.1.3.3. Variabilité des séquences autour du Promontoire Baléares:

Sont présentés ci-après l'ensemble des séquences sismiques de chaque zone adjacente au promontoire ainsi que les forages qui ont permis leur calibration. D'une zone à l'autre, il n'existe que de très petites variations, les séquences sismiques étant très semblables.

II.3.5. Bassin de Valence :

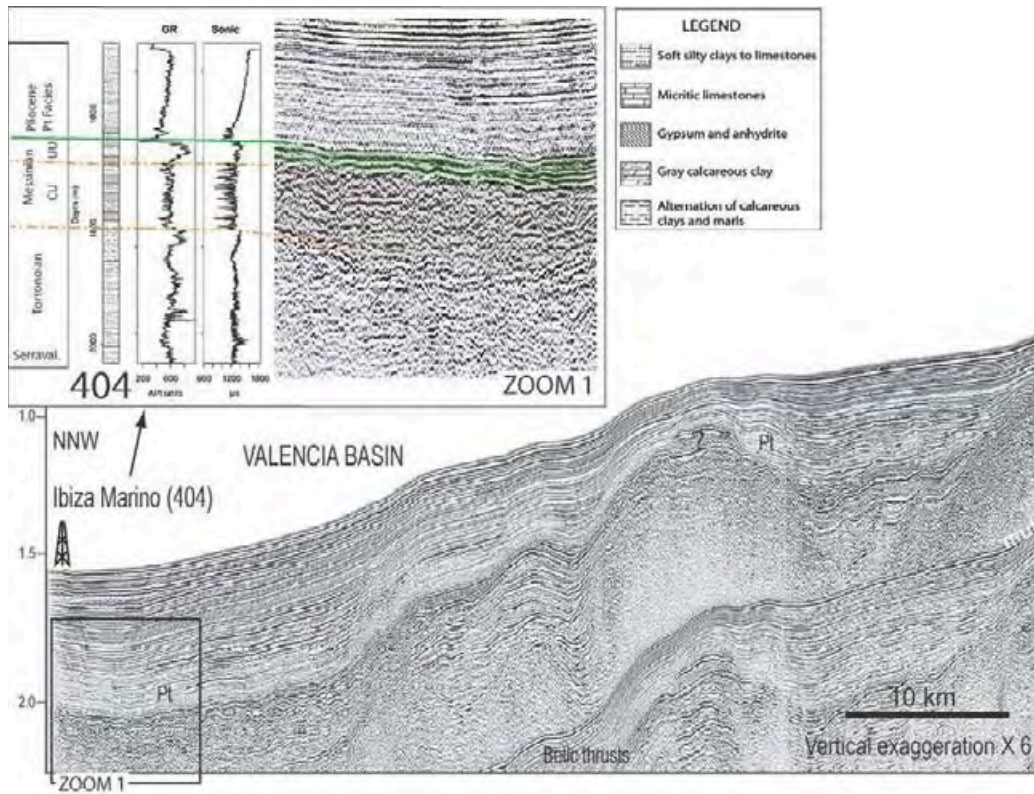


Figure II. 10: Le puit industriel IbizaMarino-404 calé sur un profil de sismique réflexion SIMBAD BA-22-1.

| Séquence | Age supposé | Epaisseur | | Faciès Sismique | | Caractéristiques réflectives de l'Unité |
|----------------------|--------------|----------------|------------|-----------------|----|--|
| | | Temps Double | Mètres | BR | HR | |
| Séquence post-CSM | 0-3.1 Ma | 0.4-0.5 s TWTT | 350m-450 m | | | Lité réflecteurs continus de moyenne amplitude haute fréquence rares discordances internes |
| | 3.1-? Ma | 0.2-0.4 s TWTT | 180m-340 m | | | Transparent rares réflecteurs de faible amplitude basse fréquence |
| Séquence CSM | 5.33-5.96 Ma | 0.1-0.3 s TWTT | 100m-460 m | | | Lité ou chaotique réflecteurs de forte amplitude haute fréquence |
| Séquence pré-CSM | 5.96-? Ma | 0.4-0.5 s TWTT | 650m-900 m | | | Chaotique rares réflecteurs de moyenne amplitudes quelques réflecteurs de forte amplitude basse fréquence |
| Socle Acoustique | ? | ? | ? | | | |

Tableau II. 4: Synthèse des faciès sismiques observables dans le bassin de Valence. HR : sismique réflexion Haute Résolution ; BR : sismique réflexion Basse Résolution.

II.3.6. Promontoire Baléares :

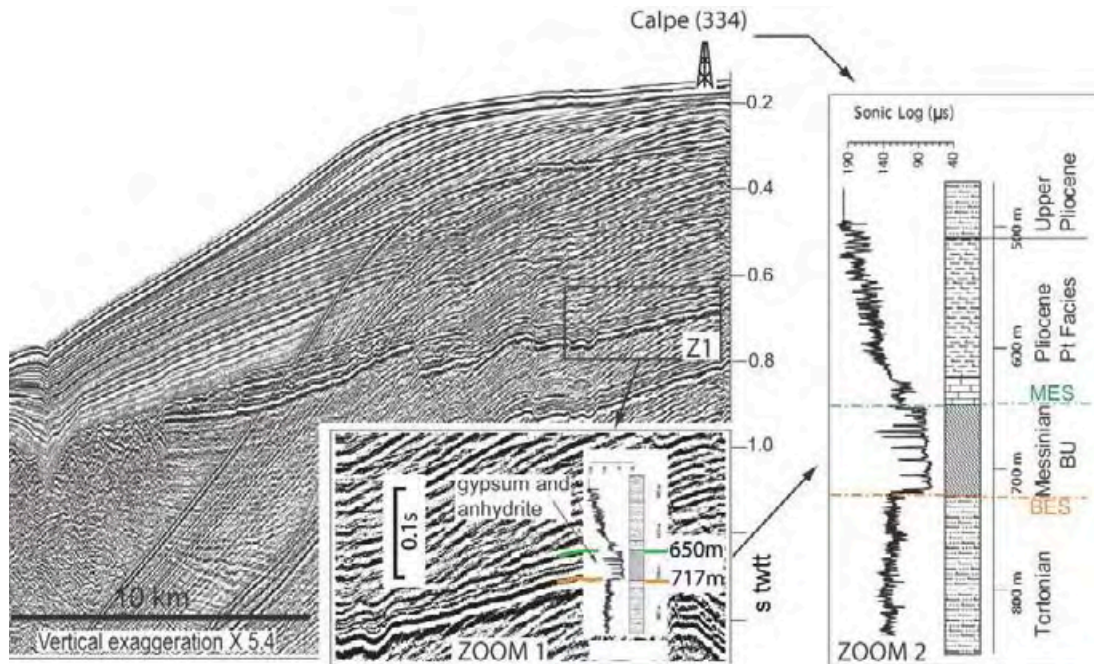


Figure II. 11: Calage du puit industriel Calpe-334 sur le profil de sismique réflexion SIMBAD BA-26.

| Nom de l'Unité | Age supposé | Epaisseur | | Faciès Sismique | | Caractéristiques réflectives de l'Unité |
|-------------------|--------------|------------------|------------|-----------------|--------|--|
| | | Temps Double | Mètres | BR | HR | |
| Séquence Post-CSM | 0-3.1 Ma | 0.2-0.3 s TWTT | 160-245 m | | | Lité réflecteurs de moyenne amplitude continus Haute fréquence rares discordances internes |
| | 3.1-7 Ma | 0.15-0.30 s TWTT | 130-285 m | | | Transparent rares réflecteurs de faible amplitude, moyenne fréquence |
| Séquence CSM | 5.33-5.96 Ma | 0.10-0.30 s TWTT | 200-520 m | | UU | Lité a réflecteurs de faible amplitude, moyenne à haute fréquence |
| | | | | | MU | Faciès transparent rares réflexions internes |
| | | | | | LU | Lité, réflecteurs de forte amplitude, haute fréquence |
| Séquence pré-CSM | 5.96-? | 0.1-0.7 s TWTT | 150-1140 m | | | Transparent Réflecteurs de moyenne amplitude basse à moyenne fréquence |
| Socle Acoustique | ? | ? | ? | | | chaotique Réflecteurs de forte amplitude au toit basse fréquence |

Tableau II. 5: Synthèse des faciès sismiques observables sur le promontoire Baléares. HR : sismique réflexion Haute Résolution ; BR : sismique réflexion Basse Résolution.

II.3.7. Bloc Sud-Minorque

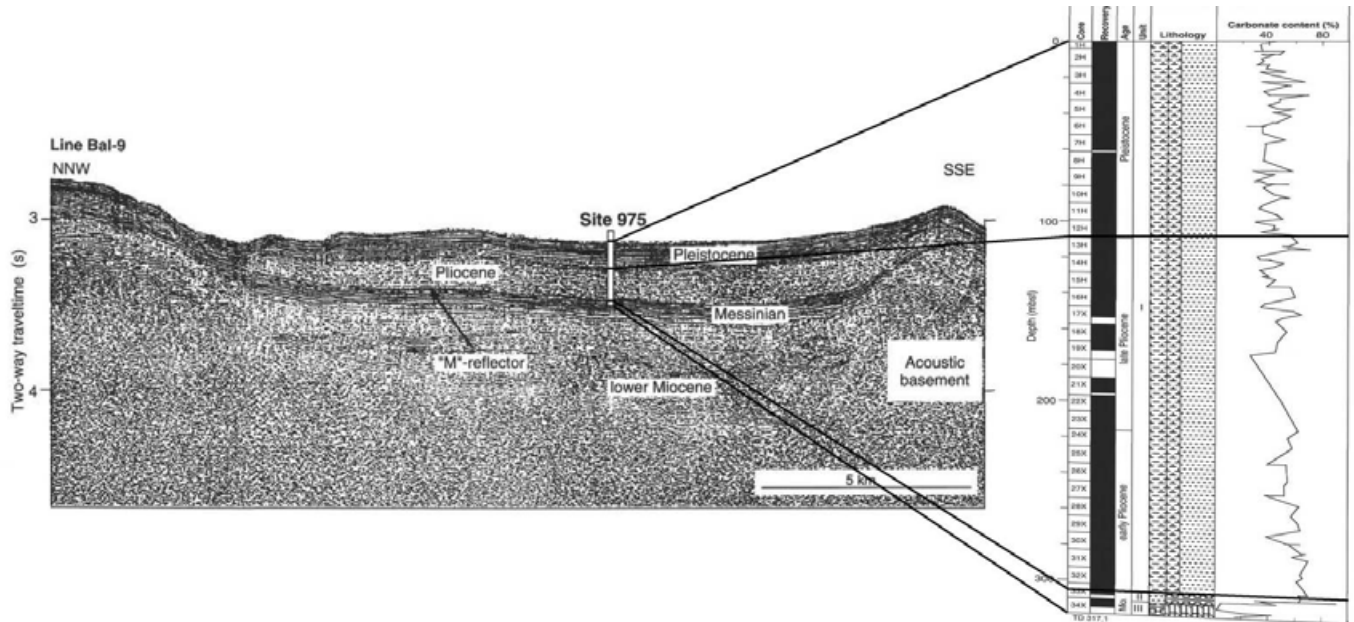


Figure II. 12: Calage du puit IODP 975 sur le profil BAL84-9 modifié d'après Comas et al., 1996.

| Nom de l'Unité | Age supposé | Epaisseur | | Faciès Sismique | Caractéristiques réfléchives de l'Unité |
|-------------------|--------------|------------------|------------|-----------------|---|
| | | Temps Double | Mètres | | |
| Séquence Post-CSM | 0-3.1 Ma | 0.14-0.20 s TWTT | 130-190 m | | Lité à réflecteurs continus de moyenne amplitude, moyenne fréquence |
| | 3.1-? Ma | 0.05-0.15 s TWTT | 70-130 m | | transparent rars réflecteurs de faible amplitude, basse fréquence |
| Séquence MSC | 5.33-5.96 Ma | 0.05-0.10 s TWTT | 80-180 m | | Lité, doublet de très forte amplitude, haute fréquence |
| Séquence pré-CSM | 5.96-? | 0.2-1 s TWTT | 350-1770 m | | Transparent au toit puis lité à la base réflecteurs de moyenne amplitude, basse à moyenne fréquence. |
| Socle Acoustique | ? | ? | ? | | Chaotique rars réflecteurs de forte amplitude au toit de l'unité, moyenne fréquence |

Tableau II. 6: Synthèse des faciès sismiques observables dans le bloc sud Minorque.

II.3.8. Bassin Algérien :

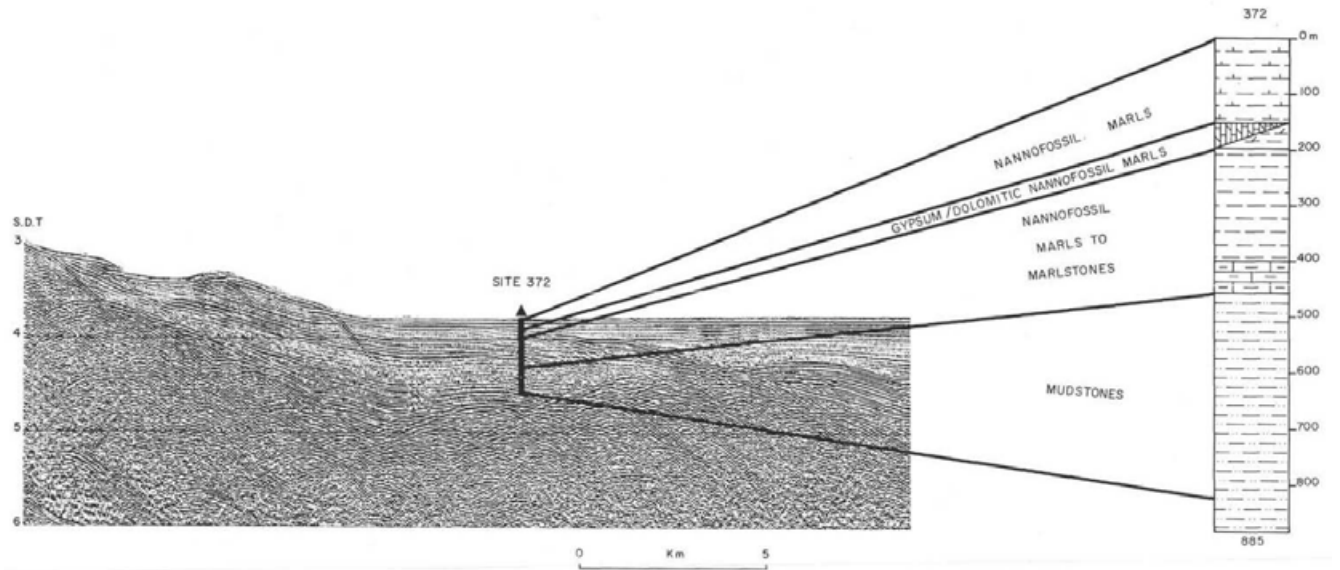


Figure II. 13: Calage du puit DSDP 372 sur le profil IFP-CNEXO modifié d'après Hsü et al. 1978.

| Nom de l'Unité | Age Supposé | Epaisseur Temps double mètres | Faciès Sismique BR | HR | Caractéristiques réflectives de l'Unité |
|-------------------|--------------|---|-----------------------|-----------------|---|
| Séquence post-CSM | 0-7 Ma | 0.2-0.45 s TWTT Localement : >1s TWTT | 160-410 m | | lité, réflecteurs de moyenne amplitude, haute fréquence discordances locales transparent Réflecteurs de moyenne amplitude, basse fréquence, difficile à observer en BR |
| Séquence CSM | 5.33-5.96 Ma | 0.15-1.45 s TWTT Localement jusqu'à 2 s | 100-1000 m | UU MU LU? | lité, réflecteurs de faible amplitude, haute fréquence transparent, chaotique rares réflexions internes diapirisme intense en basse résolution Lité, réflecteurs de moyenne amplitude, basse amplitude (non-observable en basse résolution) |
| Socle Acoustique | ? | ? | ? | | chaotique rares réflecteurs de faible amplitude en HR |

Tableau II. 7: Synthèse des faciès sismiques observables dans le bassin Algérien. HR : sismique réflexion Haute Résolution ; BR : sismique réflexion Basse Résolution.

II.4. Données géophysiques et méthodologie de la modélisation :

II.4.1. Données de gravimétrie :

Les anomalies gravimétriques correspondent à la différence entre l'accélération gravitationnelle (i.e. gravité et rotation) générée par la masse terrestre, et l'accélération générée par une distribution uniforme des masses. En général, les anomalies gravimétriques sont calculées à une échelle très locale voire d'une région dans les études géodésiques ou géophysiques. En 2012, trois cartes d'anomalies gravitaires (air libre, Bouguer et anomalie isostatique) ont été publiées par le BGI (Bonvalot et al., 2012). Ces cartes sont dérivées de deux modèles : l'EGM2008 *Geopotential Model* et de l'ETOP01 *Global Relief Model* qui sont des modèles dérivés de données altimétriques. Ces cartes ont la particularité d'être calculées à l'échelle globale et les calculs d'anomalies gravimétriques ont fait l'objet d'une nouvelle approche mathématique (Balmino et al., 2012). Les cartes globales ont une résolution de 1 minute d'arc, et ont été recadrées sur la zone d'étude ($5^{\circ}\text{W} - 10^{\circ}\text{E} / 35^{\circ}\text{N} - 44^{\circ}\text{N}$) via le logiciel GMT (Wessel et Smith, 1991) (Fig. II.14).

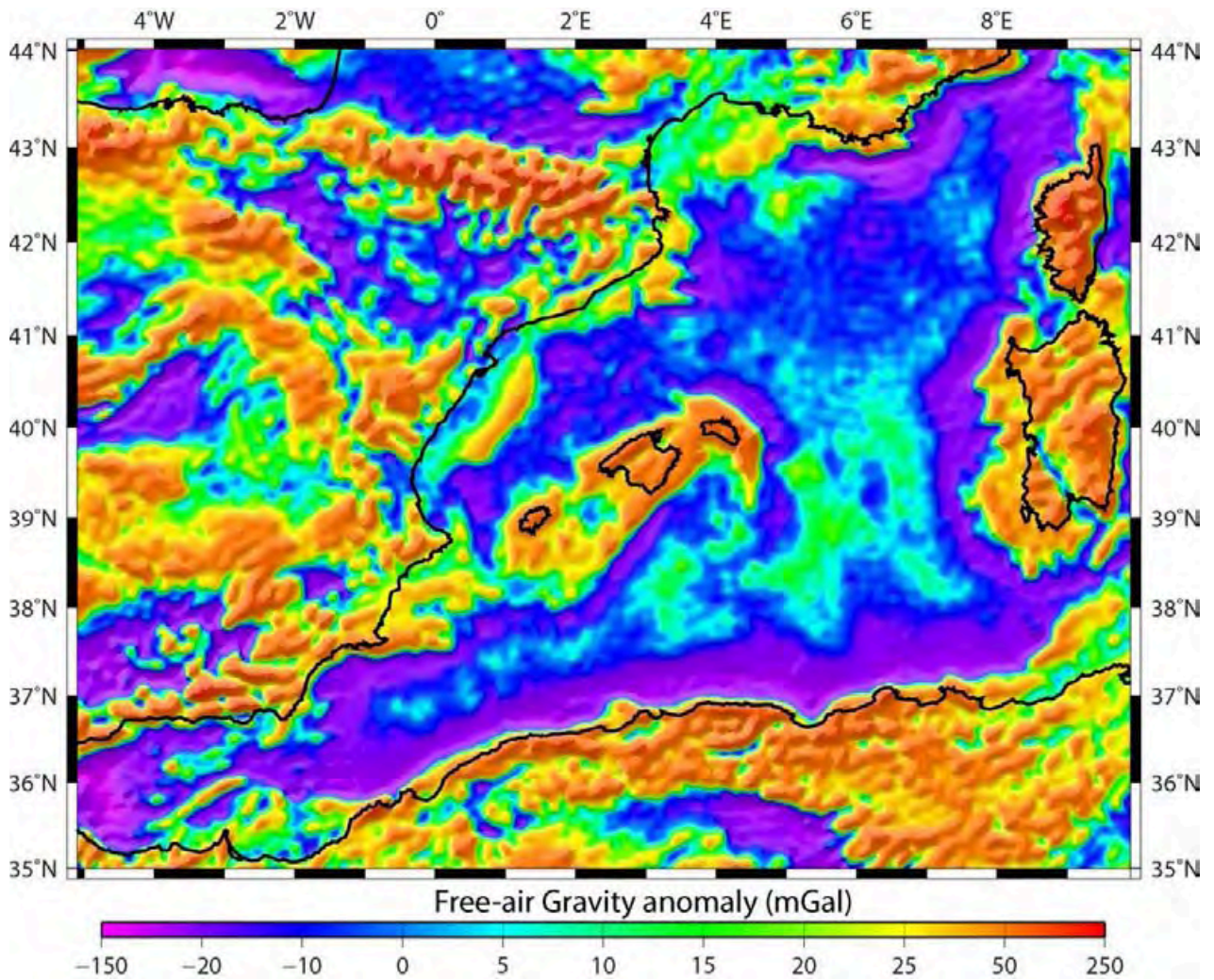


Figure II. 14: détail de la carte d'anomalies à l'air libre sur la région d'étude (modifié d'après Bonvalot et al. 2012).

II.4.2. Magnétisme :

Il n'existe pas de données récentes disponibles concernant le magnétisme à l'échelle de la méditerranée occidentale. Il existe deux campagnes publiées, une qui couvre le quasi-ensemble de la Méditerranée occidentale (Galdeano et Rossignol, 1974 ; Galdeano et al., 1977), et l'autre qui concerne spécifiquement la marge Algéro-Tunisienne (Asfirane et Galdeano, 1995). Ces deux jeux de données servent toujours de référence concernant le magnétisme dans la Méditerranée occidentale.

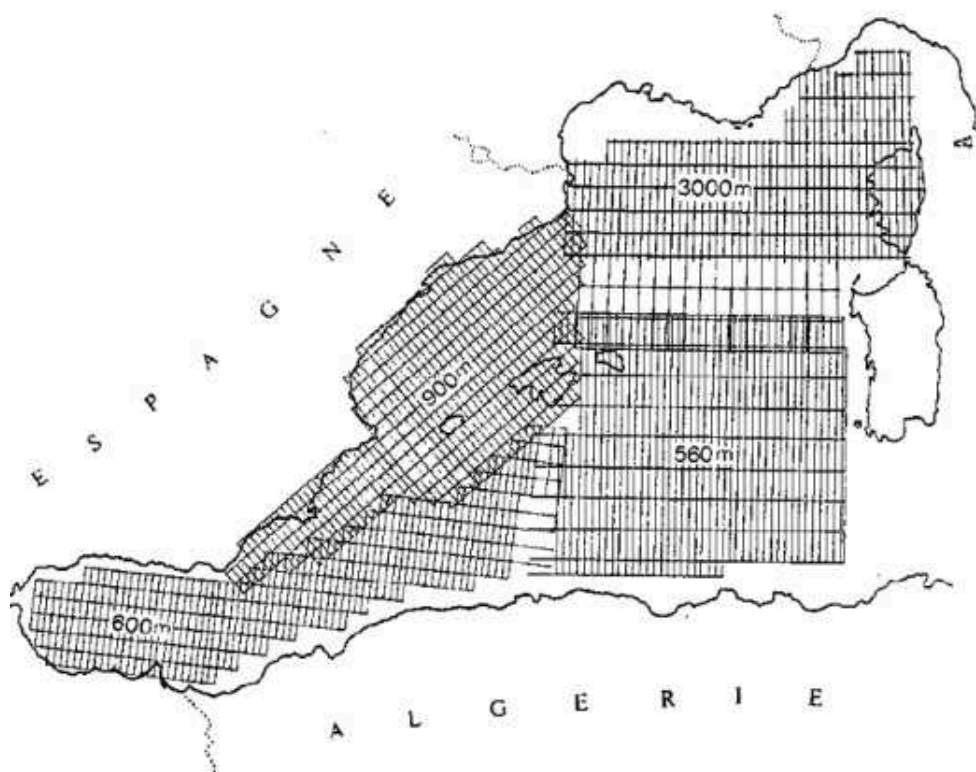


Figure II. 15: Assemblages des plans de vols des levés aéromagnétiques (Galdeano et Rossignol, 1977).

La première campagne (Galdeano et Rossignol, 1974) est un assemblage à une altitude constante de 600m de plusieurs levés aéromagnétiques réalisés entre 1966 et 1974 par l'IPGP (Fig. II.15). 4 levés ont été réalisés, un sur le golfe de Valence, un sur la Mer Ligure et le golfe du Lion, un sur le bassin est-Algérien et enfin, un sur le bassin ouest-Algérien-Alboran. Ces levés sont géoréférencés dans le système UTM correspondant à la zone d'étude, avec un espacement des lignes de vols de 10 km et une précision des mesures de 2 nT (Galdeano et Rossignol, 1974). Les valeurs d'anomalies magnétiques en chaque point de mesure sont obtenues en soustrayant à l'intensité mesurée la valeur du champ magnétique normal de référence. Dans les levées locaux, le champs de référence est celui de l'IRGF (International Reference Geomagnetic Field), néanmoins celui-ci n'étant pas adapté à des levées à grande échelle, Galdeano et Rossignol (1974) l'ont recalculé via la méthode des moindres carrés pour chaque levé. Ce jeu de données magnétiques a été redigitalisé à Brest (D. Aslanian, *Comm. Pers.*). j'ai utilisé GMT (Wessel et Smith, 1991) pour recalculer une grille tout en masquant les zones à faible densité de données comme on peut l'observer sur les plans de vol de Galdeano et Rossignol (1974) (Fig. II.16).

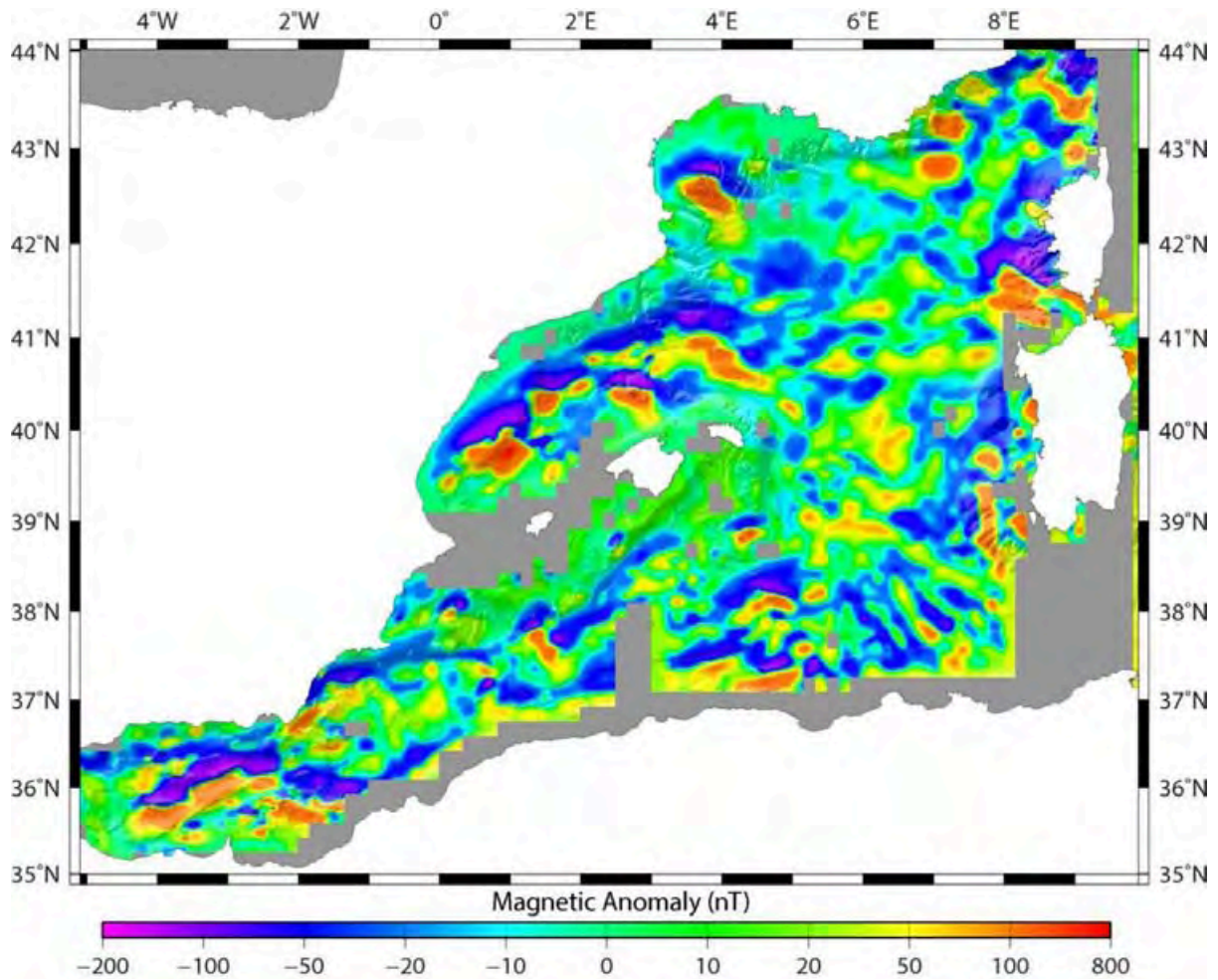


Figure II. 16: Carte des anomalies magnétiques calculées à partir des données de Galdeano et Rossignol, (1977) grâce au logiciel GMT (Wessel et Smith, 1991).

II.4.3. Modélisation gravimétrique :

Dans le but de comprendre la nature crustale des marges sud et nord Baléares, plusieurs modèles gravimétrique 2D ont été construits en utilisant le logiciel Oasis Montaj GM-SYS ®.

II.4.3.a. Les données crustales disponibles :

Pour la partie crustale des modèles, une synthèse des données profondes a été réalisée dans un premier temps. Il existe un jeu de données crustales restreint sur le promontoire. D'une part, des ESP (expanded speed profiles) réalisé par Banda et al. (1980) puis, par Pascal et al. (1992) et Torné et al. (1992) pendant la campagne Valsis, qui permettent d'avoir des informations ponctuelles sur les différentes interfaces (sédimentaires, crustales et le Moho). Les données de la campagne de Banda et al. (1980) forment un transect ENE-OSO entre Minorque et l'Espagne

continentale. Les données de la campagne Valsis forment un quadrillage du bassin de Valence. D'autre part, quelques profils de sismique grand-angle ont été réalisés à travers le promontoire (ESCI, Vidal et al., 1998) ou à travers le bassin Algérien (SPIRAL, Leprêtre et al., 2014 ; Meteor 69/1, Hübscher et al., 2010 ; Ranero, 2013). Si les données ESCI sont publiées et interprétées, les données du programme SPIRAL sont encore en cours d'interprétation, et seul un profil a été publié parmi les six qui existent. Les données de la campagne METEOR 69/1 (Hübscher et al., 2010) n'ont fait l'objet que d'un rapport préliminaire, et aucun profil n'est à ce jour publié, car ils sont en cours d'interprétation (Hübscher et al., 2010; Ranero, 2013). Les profils sismiques pour construire les modèles sont choisis en fonction de leur proximité du jeu de données de réfraction.

II.4.3.b. Les interfaces modélisées :

Les paramètres utilisés lors de la construction des modèles correspondent à certaines limites de séquences sédimentaires, ainsi qu'aux données plus profondes décrites ci-avant.

Les interfaces sédimentaires sélectionnées sont la bathymétrie, les limites de la séquence sismique CSM (toit et base de la séquence sismique), et l'interface qui correspond à la base de la séquence sismique pré-CSM. Ces interfaces sont exportées depuis KingdomSuite ou l'interprétation sismique a été réalisée. Les interfaces doivent-être exportées au format XYZ (ASCII) avec les coordonnées préférentiellement en longitude/latitude et le Z en mètres, bien que des secondes temps double puissent-être utilisées en l'absence de loi de vitesse. Ces interfaces sont directement importées dans le logiciel de modélisation.

Les interfaces de la croûte sont : l'interface croûte/manteau (Moho), l'interface croûte supérieure/croûte inférieure si elle est documentée, ainsi que les interfaces entre croûte continentale, croûte océanique et croûte transitionnelle. Ces différentes interfaces sont construites via les données publiées et peuvent faire l'objet de modifications ultérieures. La plupart des données publiées ne sont pas au format numérique, et sont généralement données en termes de vitesses sismiques et non de densités. Le calcul des densités en fonction des vitesses des ondes sismiques P (Tab. II.8) est décrit par la relation de Nafe-Drake (Ludwig et al., 1970):

$$\rho \text{ (g.cm}^{-3}\text{)} = 1.6612V_p - 0.4721V_p^2 + 0.0671V_p^3 - 0.0043V_p^4 + 0.000106V_p^5$$

Cette relation empirique permet d'obtenir des densités, mais l'erreur obtenue sur les valeurs calculées est supérieure en moyenne à 100g.cm⁻³. D'autres auteurs ont proposé des solutions

pour calculer des densités à partir des vitesses d'ondes P comme Christensen et Mooney (1995), qui proposent deux relations, l'une linéaire et l'autre non linéaire, dont l'expression et les coefficients sont déterminés à partir d'une compilation de données géophysiques. Les deux relations sont :

$$\rho \text{ (g.cm}^{-3}\text{)} = aV_p + b$$

$$\rho \text{ (g.cm}^{-3}\text{)} = a + b/V_p$$

Les coefficients a et b dépendent de la profondeur des roches considérées, ainsi que de leur nature (ignées, métamorphiques, sédimentaires). Les auteurs indiquent une erreur variant entre 50 g.cm⁻³ et 120 g.cm⁻³, cependant ces relations tiennent compte de certains paramètres qui sont inconnus dans notre région d'étude (nature pétrologique de la croûte).

| Vitesse sismique (km/s) | Densités issues du modèle de Christensen et Mooney (1995) | Densités calculées par l'équation de Nafe-Drake (Ludwig et al., 1970) |
|-------------------------|---|---|
| 6,1 | 2,73761 | 2,73846455 |
| 6,2 | 2,77362 | 2,76100112 |
| 6,3 | 2,80963 | 2,78427421 |
| 6,4 | 2,84564 | 2,80828985 |
| 6,5 | 2,88165 | 2,83305181 |
| 6,6 | 2,91766 | 2,85856165 |
| 6,7 | 2,95367 | 2,88481888 |
| 6,8 | 2,98968 | 2,9118211 |
| 6,9 | 3,02569 | 2,9395641 |
| 7 | 3,0617 | 2,968042 |
| 7,1 | 3,09771 | 2,99724738 |
| 7,2 | 3,13372 | 3,02717141 |
| 7,3 | 3,16973 | 3,05780396 |
| 7,4 | 3,20574 | 3,08913374 |
| 7,5 | 3,24175 | 3,12114844 |
| 7,6 | 3,27776 | 3,15383482 |
| 7,7 | 3,31377 | 3,18717888 |
| 7,8 | 3,34978 | 3,22116595 |
| 7,9 | 3,38579 | 3,25578085 |
| 8 | 3,4218 | 3,291008 |

Tableau II. 8: Valeurs de densité calculées via les modèles de Christensen et Mooney (1995) et l'équation de Nafe-Drake (Ludwig et al. 1970) pour des vitesses sismiques allant de 6.1 km/s à 8 km/s.

II.4.3.c. Oasis Montaj – GM-SYS:

Oasis Montaj est un logiciel développé par Geosoft et est un outil multidisciplinaire pour l'exploration pétrolière. Il intègre un certain nombre d'outils de cartographie et d'analyse, dont certains sont spécifiques à l'usage et l'interprétation de données géophysiques, aussi bien en 2D qu'en 3D. GM-SYS est un outil annexe d'Oasis Montaj. Il est spécifiquement dédié à la modélisation gravimétrique et magnétique en 2D, et permet de construire des modèles de gravités en intégrant un grand nombre de données diverses telles que la sismique réflexion, les données de puit et les mesures magnétiques. C'est un outil qui est surtout utilisé pour tester la validité des modèles géologiques en comparant la réponse gravitaire d'un modèle avec celle mesurée.

La construction d'interfaces dans GM-SYS se fait en important directement depuis Oasis Montaj (pour les horizons sismiques par exemple), ou en les reconstruisant directement dans le logiciel avec un fichier image (pour les données plus profonde). Durant la construction des interfaces, il est nécessaire de les étendre à l'infini pour minimiser les effets de bords potentiels. Le logiciel permet ensuite de modifier les géométries des interfaces construites via un système de « poignées » présentes sur l'interface, qui permettent déplacer les interfaces dans toutes les directions. GM-SYS permet aussi de jouer sur les paramètres géophysiques (densité, polarité magnétique, vitesse sismique) à la volée et donc de tester un grand nombre d'hypothèses. Le calcul de l'anomalie gravitaire du modèle se fait en temps réel et est aisément comparable à la réponse gravitaire mesurée puisque les courbes sont sur la même fenêtre et qu'une valeur d'erreur en mGal est indiquée à côté du modèle.

Le travail sur les modèles consiste surtout à modifier la géométrie des interfaces profondes (Moho, croûte supérieure/croûte inférieure, croûte continentale/croûte océanique), à jouer la densité tout en restant au plus proche de celle qui a été calculée, ou d'intégrer des unités crustales supplémentaires comme de la croûte transitionnelle à l'interface continent-océan comme on peut l'observer sur d'autres marges. La plupart des modifications d'interfaces se font en tenant compte d'autres modèles qui ont été publiés dans d'autres région (*e.g.* Sage et al., 1997 ou Basile et al., 1999 pour les marges transformantes).

II.4.3.d. Limites de la méthode:

La modélisation gravimétrique permet en effet de tester un certain nombre d'hypothèses concernant le promontoire Baléares, cependant l'absence de données crustales récentes disponibles et moins ponctuelles que les ESP (Banda et al., 1980 ; Pascal et al., 1992 ; Torné et al., 1992) ne permet d'avoir des modèles très précis. La grande liberté que laisse GM-SYS dans la construction des modèles peut amener de nombreuses surinterprétations. Ces modèles ne peuvent en aucun cas être représentatifs de ce qui peut être fait avec des modèles de vitesses complets comme dans le programme SPIRAL.

Chapitre III : Structuration ante-messinienne de la région Baléares :

III.1. Introduction:

La cinématique d'ouverture du bassin Liguro-Provençal est relativement bien connue, alors que celle du bassin Algérien, qui l'est moins, est sujette à controverse. Il existe deux grands types de modèles pour expliquer la mise en place du bassin Algérien : des modèles proposant une ouverture du Bassin Algérien selon une direction NO-SE à N-S, selon la même cinématique que le bassin Liguro-Provençal, et des modèles proposant une ouverture impliquant des mouvements E-O ou NE-SO (voir Chapitre I.1.3). Le promontoire Baléares est rarement pris en compte dans ces modèles. Pourtant, il est situé dans une zone clé du bassin méditerranéen occidental, avec des frontières communes aux différents sous-bassins de la méditerranée occidentale (Valence, Liguro-Provençal, Algérien et Alboran). Ce chapitre se propose d'étudier la structure de la région, qui résulte des phases d'ouverture des bassins (Oligocène à Miocène moyen-terminal) et de la mise en place des chaînes Bétiques (Miocène inférieur à Serravalien). Cette structuration est essentiellement ante-Miocène terminal, les principales structures étant en effet en place avant que ne survienne la crise de salinité Messinienne. L'ensemble des observations réalisées est basé sur l'étude de la sismique réflexion décrite ci-avant (Fig. II.4) ainsi que sur l'analyse des anomalies gravimétriques et magnétiques. Le but de ce chapitre est aussi de préciser la transition avec les bassins adjacents dans le but de comprendre l'évolution structurale de la région et de la relier à l'ouverture des bassins. Dans un premier temps, je m'intéresserai à l'ensemble du Promontoire Baléares dont, malgré sa position stratégique, la dernière étude structurale générale remonte à 1976 (Mauffret, 1976). Puis je présenterai les observations concernant la marge nord. Enfin, la structure de la marge sud Baléares et la cinématique plus générale seront présentées sous forme d'un article accepté au BSGF.

III.2. Le Promontoire Baléares :

Le promontoire Baléares est un haut topographique relativement continu entre l'Espagne continentale et Minorque, correspondant aussi à des profondeurs du socle acoustique comprises entre 0 et 2000 m (Fig. I.19 ; Fig. III.1). Il s'approfondit entre le continent et les îles, et entre les îles elles-mêmes, correspondant à des approfondissements du socle et de la bathymétrie (sauf entre Majorque et Minorque où la profondeur varie peu). Sa marge nord s'aligne selon l'isobathe de socle 2000 m (orange) avec une direction relativement constante,

N30°E, du Cap de La Nao jusqu'à Minorque. La marge présente des renforcements entre les îles d'Ibiza et de Majorque et entre Majorque et Minorque. La marge sud, parallèle à l'isobathe de socle 2000 m, montre quant à elle des directions changeantes. L'escarpement de Mazarron présente une direction N90. L'escarpement d'Emile Baudot est orienté N40°E (voir chapitre III.2). Entre ces deux escarpements, un renforcement important correspond au chenal d'Ibiza. La zone nord-est de la marge s'étire le long du bloc sud-Minorque dont la direction N140 est orthogonale à celle du reste du promontoire (Fig. III.1).

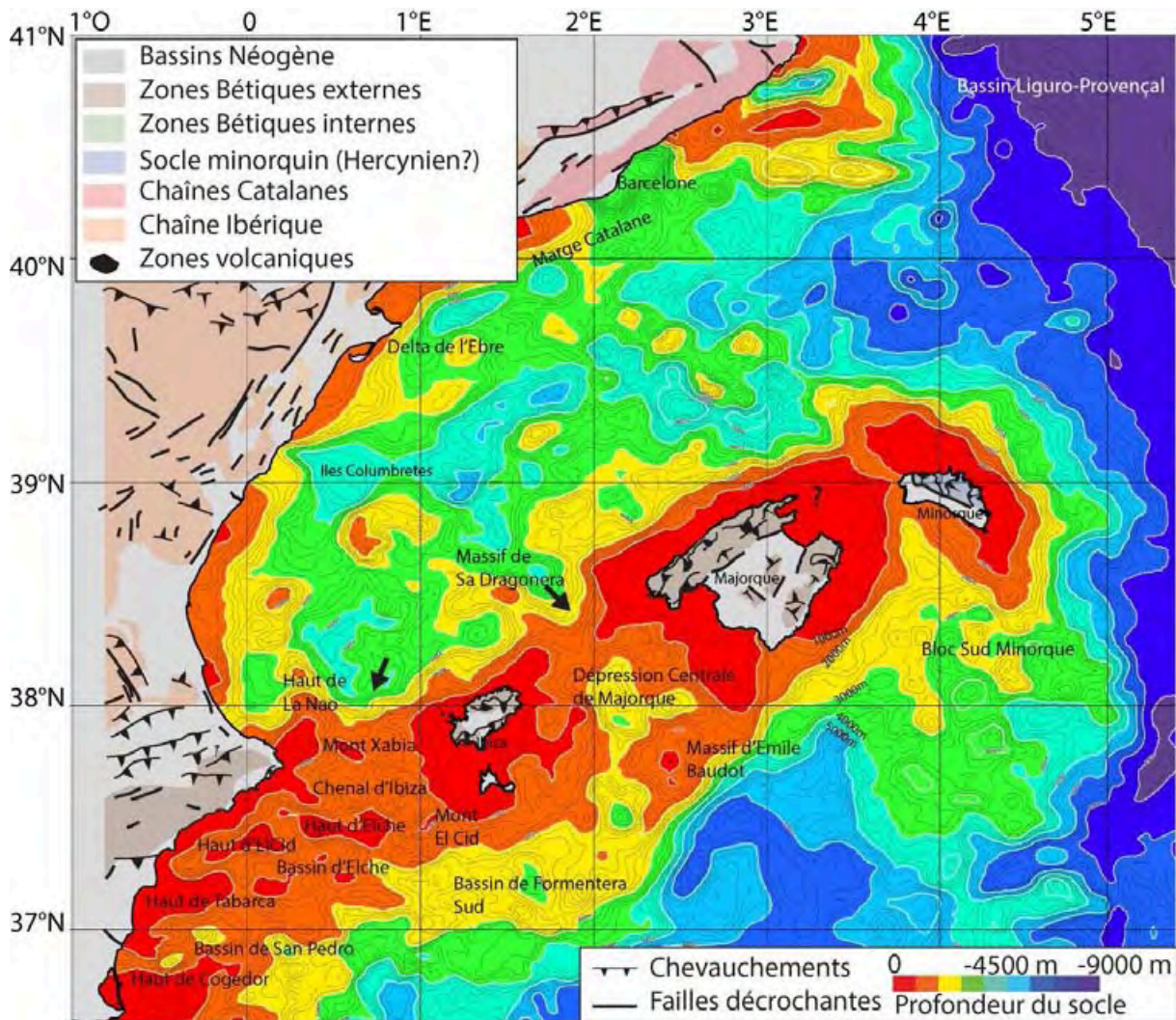


Figure III. 1: Carte des profondeurs de socle et des principales structures morphologiques de la région nord et centre Baléares (Bassin de Valence : Maillard, 1993 ; structures à terre : Bartrina et al., 1992 ; Roca et Guimera, 1992 ; Promontoire Baléares : cette étude).

A l'intérieur du promontoire, le socle est structuré en trois blocs, séparés par des creux de socle orientés N140°E délimités par l'isobathe 1000 m (rouge, Fig. III.1). Ces blocs sont

également définis dans la bathymétrie et correspondent à la plateforme autour des îles. Le premier bloc comprend les îles d'Ibiza et de Formentera, le second celle de Majorque. Ces deux blocs sont allongés selon la direction générale du promontoire qui est globalement N45°E. Ils sont séparés par la Dépression Centrale de Majorque, très marquée dans le socle avec des profondeurs allant jusqu'à 4000 m. Le troisième bloc correspond à la zone de Minorque et est allongé perpendiculairement aux deux autres blocs. Sa direction N140°E et sa prolongation dans le bassin Algérien par le bloc sud-Minorque en font une unité à part entière du Promontoire Baléares. Il faut noter néanmoins que la plateforme continentale bathymétrique est quant à elle continue entre le bloc de Minorque et celui de Majorque. La direction NO-SE du bloc sud-Minorque n'est pas unique car elle souligne aussi la bordure ouest des blocs d'Ibiza et de Majorque. Les chenaux séparant ces blocs suivent la même direction. Le chenal de Majorque part d'une dépression dans le bassin de Valence à l'est du Mont volcanique Sa de Dragonera et se termine dans la Dépression Centrale de Majorque. Le chenal d'Ibiza est relativement régulier en termes de morphologie. Il débute dans le bassin de Valence parallèlement au Haut de Nao selon la même direction NO-SE et, contrairement au chenal de Majorque, se prolonge jusqu'au Bassin Algérien. La plateforme continentale du Promontoire, limitée par l'isobathe 2000m (orange, Fig. III.1), se prolonge de manière continue jusqu'au continent. Sur la plateforme d'Alicante cependant, l'isobathe 1000m fait apparaître de nombreux hauts de socle: Massif d'El Cid/Elche, Haut de Tabarca, Haut de Cogedor. Ces hauts de socle ont des directions comprises entre N75°E et N110°E, ce qui est différent de la direction d'allongement du promontoire Baléares (Fig. III.1). Cette morphologie en hauts de socle isolés ne reflète pas la bathymétrie de la plateforme continentale d'Alicante qui est continue (Fig. I.19 ; Fig. I.20).

III.3. Structure générale de la marge nord Baléares:

La structure de la marge nord-Baléares a fait l'objet de nombreuses études (N° spécial Tectonophysics, volume 203, 1992) et fait donc l'objet de nombreuses interprétations dont certaines restent discutées actuellement. Deux points majeurs ont été spécifiquement étudiés sur la marge nord-Baléares dans ce travail : l'existence d'indices structuraux de la phase de rifting Oligo-Miocène sur la marge nord-Baléares (Maillard et al., 1992 ; Mauffret et al., 1992) et l'extension du front Bétique vers le nord dans le bassin de Valence. Le front Bétique se prolonge selon les études jusqu'au centre du bassin de Valence (Bartrina et al., 1992 ; Canals et al., 1992 ; Gelabert et al., 1992 ; 2002) ou reste limité à la zone proche de la marge

nord Baléares (Maillard et al., 1992 ; 1999 ; Mauffret et al., 1992). L'ensemble des profils de sismique réflexion localisés sur le promontoire et le bassin de Valence (Fig. II.4) a été interprété et associé aux cartes géophysiques (Moho, gravimétrie et magnétisme, Fig. II.15 et II.16) de façon à identifier les structures majeures et à discriminer les différents événements tectoniques qui ont affecté la marge et le promontoire. L'ensemble des études crustales sur le bassin de Valence met en évidence une nature continentale. La marge nord-Baléares ne sépare donc pas un bassin océanique d'un continent.

III.3.1. La marge nord d'Ibiza :

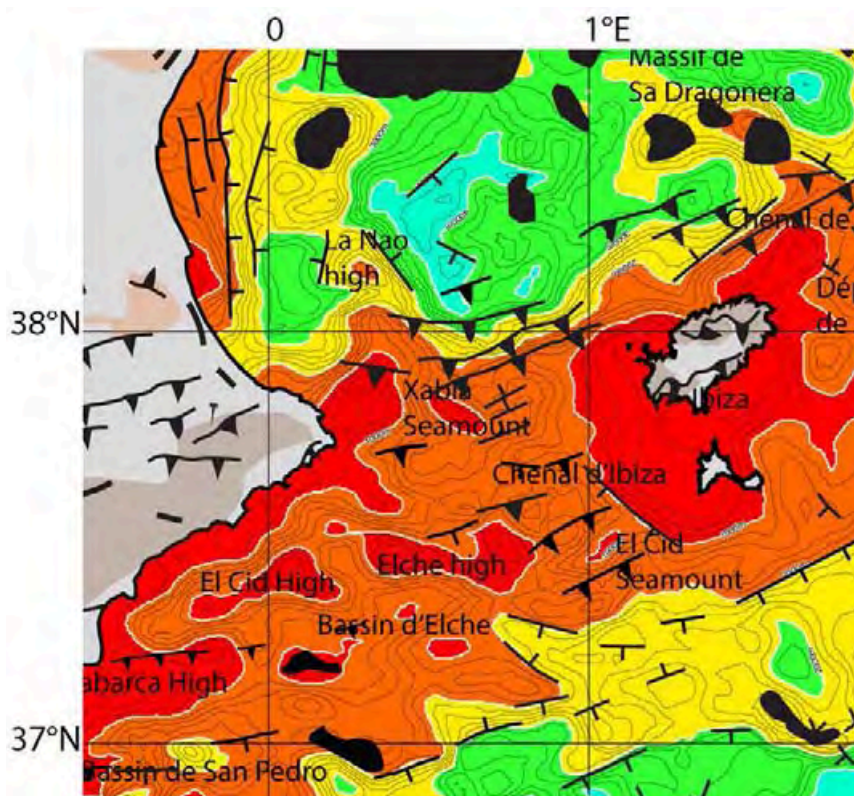


Figure III. 2: détail de la carte des profondeurs du socle au niveau du chenal d'Ibiza et de la marge nord d'Ibiza présentant les structures observées en sismique réflexion. En noir : volcans. En traits noirs: failles (à terre: Bartrina et al., 1992, Maillard et al., 1992).

III.3.1.a. Le chenal d'Ibiza :

Le chenal d'Ibiza est le couloir qui relie le Fossé de Valence et le Bassin Algérien entre le continent et l'île d'Ibiza (Fig. III.1). C'est un haut de socle, plus profond que les blocs sous les plateformes d'Alicante ou d'Ibiza, mais clairement un seuil entre les deux bassins qu'il relie (Fig. III.2). Ce chenal (Fig. III.2), souligne un changement de direction structurale net entre

les structures globalement E-W de la plateforme d'Alicante et les blocs d'Ibiza et Majorque s'alignant comme le Promontoire. Cette région est limitée par les isobathes 2000 m du socle, et perturbée par quelques hauts de socle, décrits par Acosta et al. (2002) et Lastras et al. (2004), qui n'ont pas de direction commune : le Mont Xabia ayant une direction E-O (Acosta et al., 2002) et le "Split Seamount" (ou Mont ayant une direction NE-SO (Lastras et al., 2004) (Fig. III.2).

Vers le bassin de Valence, le chenal se termine par une pente relativement forte (8%), alors que du côté du bassin Algérien, le socle marque une série de marches d'escaliers orientées NE-SO limitées par des failles formant des blocs basculés (chapitre III.2, Driussi et al., 2014). Dans le chenal, quelques failles normales pré-CSM délimitent également des blocs basculés (Fig. III.3, Zoom 1), certains pentés vers Valence, d'autres vers le bassin Algérien (Fig. III.2). Soit les failles normales bordières sont scellées par la base de la séquence Messinienne, soit elles affectent les séquences CSM (Fig. III.3, Zoom 2). Maillard et Mauffret (2013) décrivent de même des blocs basculés plus au sud-est dans la région de Formentera dont la direction apparente est NE-SO (Fig. III.2).

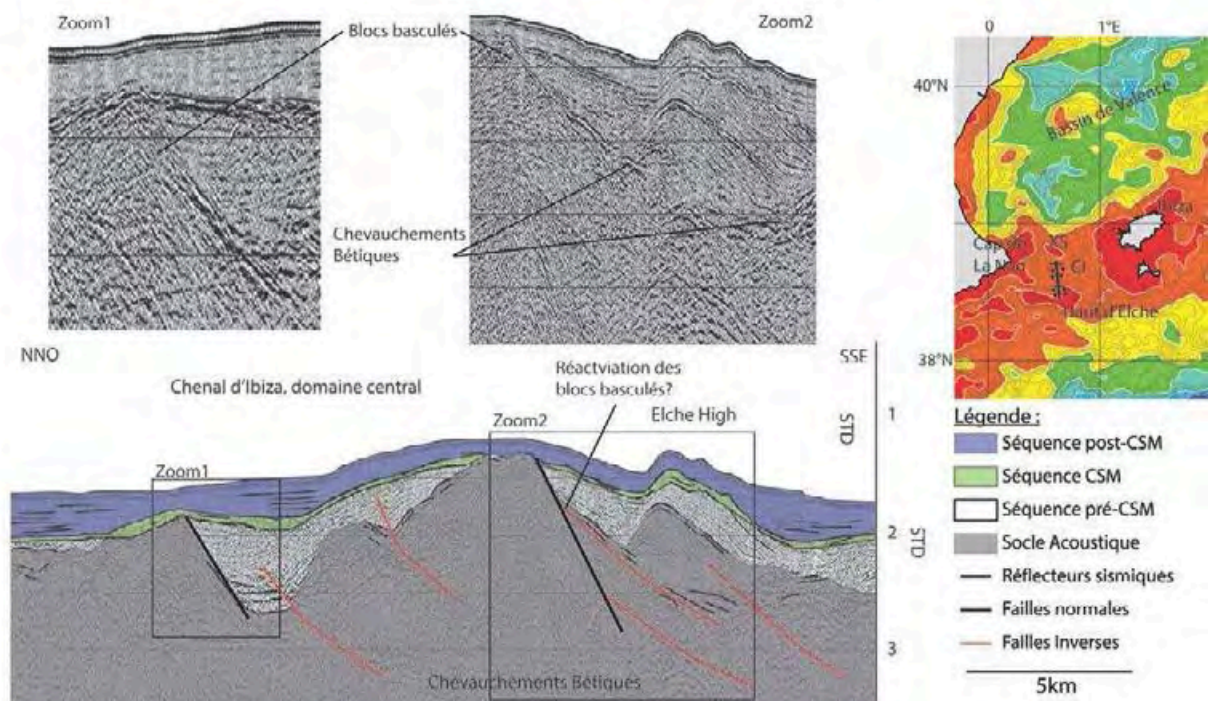


Figure III. 3: Profil sismique réflexion Map86 situé dans le chenal d'Ibiza central au niveau de l'extrémité est du haut d'Elche. Exagération verticale = 4. XS : Mont Xabia ; CI : Chenal d'Ibiza

Dans la région nord du chenal, on observe majoritairement de la déformation compressive. La marge nord Ibiza est modelée par un ensemble de chevauchements associés au front Bétique qui se situent entre les isobathes 1000 m et 4000 m (Fig. III.2). Ces chevauchements affectent le socle acoustique et parfois la séquence pré-CSM. Ils sont toujours scellés par la séquence CSM (Fig. III.4).

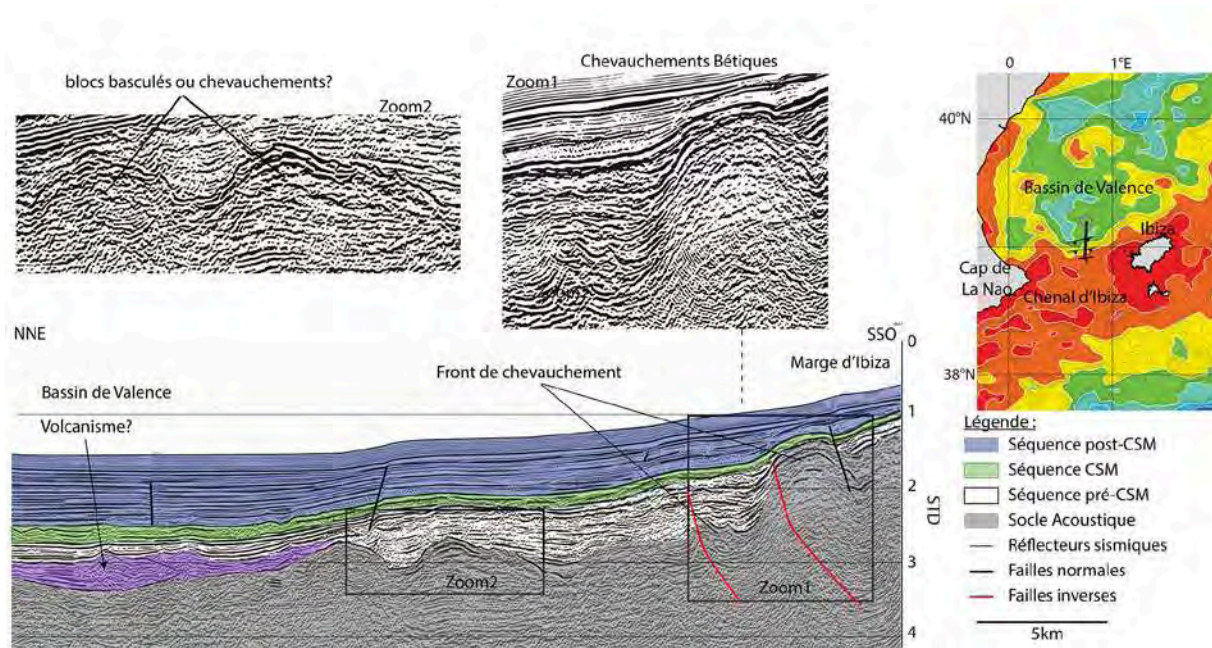


Figure III. 4: Profil sismique réflexion Valsis2-818 localisé sur la marge nord Ibiza. Exagération verticale = 2

Au pied de la marge d'Ibiza, on remarque la présence d'une bosse de socle associée à une déformation des réflecteurs sismiques de la séquence pré-CSM formant des plis ou des chevauchements, dont certains sont scellés par l'unité messinienne en pied de marge ou dans le chenal d'Ibiza (Fig. III.4, Zoom 2). Ces reliefs, associés à l'épaississement de la série pré-CSM au voisinage des chevauchements, forment une marche de socle acoustique qui marque la limite nord du chenal d'Ibiza. Cette marche correspond au front des chevauchements bétiques.

III.3.1.b. Région d'Ibiza :

Au nord de l'île d'Ibiza la marge est moins raide qu'au niveau du chenal d'Ibiza (9 à 10% de moyenne, Fig. III.2). Le socle du Promontoire s'étend un peu au nord de l'île d'Ibiza et forme un bombement d'une trentaine de kilomètres de largeur. Sur le profil sismique Meds77-

4B (Fig. III.5), on observe que ce haut de socle est marqué à l'est et à l'ouest par des failles normales ante-messiniennes. Ces failles sont scellées par la séquence CSM et affectent les réflecteurs sous-jacents qui appartiennent à la séquence pré-CSM (Fig. III.5 Zoom 1 et Zoom 3). On observe également des réflecteurs à fort pendage apparent dans le socle acoustique au niveau de ce bombement, qui peuvent être associés aux chevauchements observés plus au sud-ouest sur la marge nord d'Ibiza (Fig. III.5, Zoom 2). Ces chevauchements ont une vergence vers le NO, compatibles avec les observations à terre de Frizon de Lamotte et al. (1991). Le haut de socle situé plus au NE correspond au Sa Dragonera Seamount (Acosta et al. 2004), d'origine volcanique, qui limite vers l'est le bloc d'Ibiza.

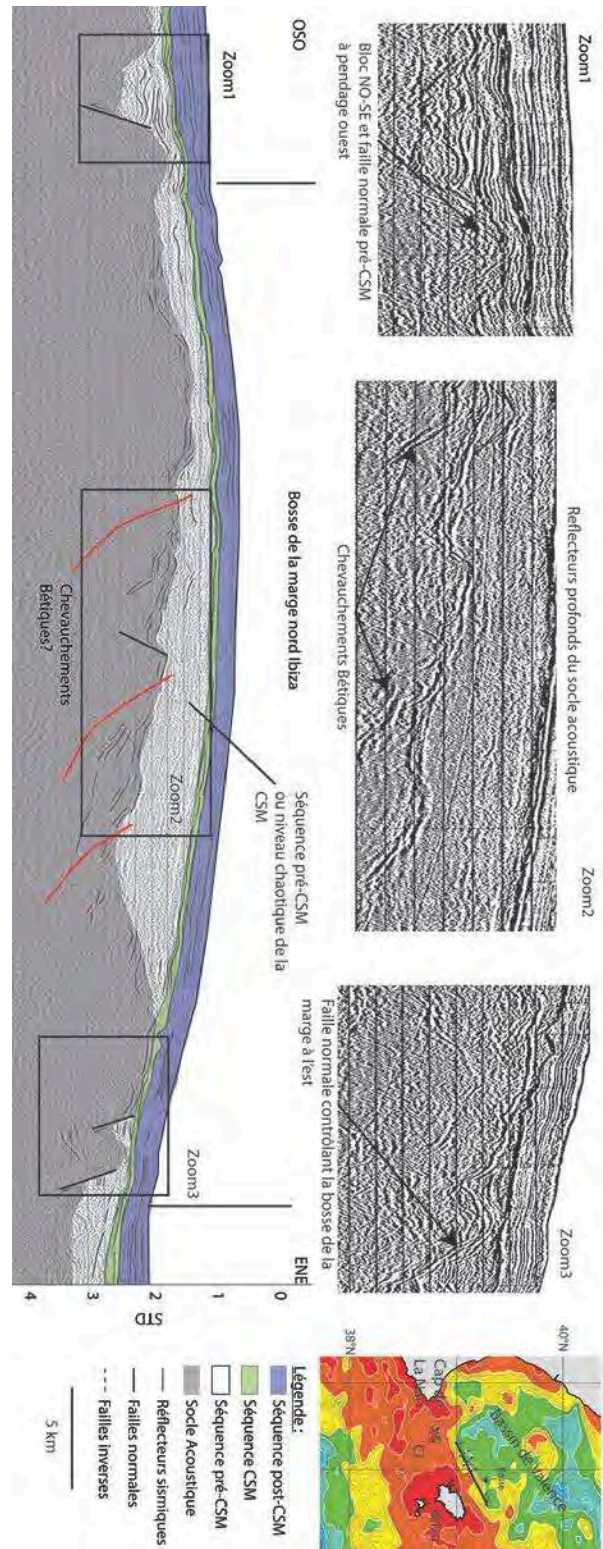


Figure III. 5: Profil sismique réflexion Meds77-4 transversal au bombement de la marge nord d'Ibiza. Exagération verticale = 3. XS : Mont Xabia ; CI : Chenal d'Ibiza.

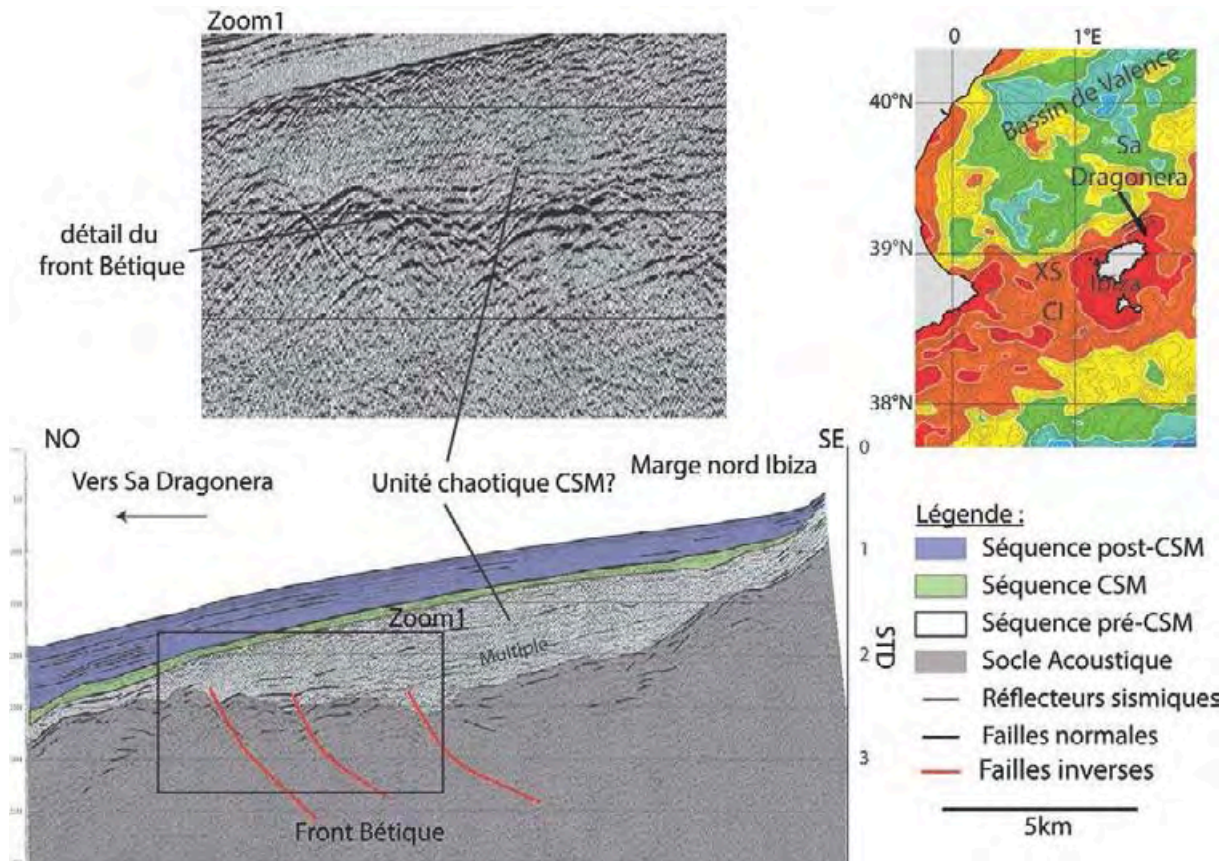


Figure III. 6: Profil Map77-76 situé sur la bordure est du bombement de la marge d'Ibiza. Exagération verticale = 5 ; XS : Mont Xabia ; CI : Chenal d'Ibiza.

A l'extrémité est du bloc d'Ibiza, la séquence pré-CSM est très épaisse (0.5 à 0.8 STD). La limite entre le massif de Sa Dragonera et la marge est toujours caractérisée par une « bosse » de socle (Fig. III.6). La déformation qui affecte le toit de cette bosse et la partie inférieure de la séquence pré-CSM est compatible avec la présence de chevauchements. Cette bosse correspond à la limite du front bétiques. Le faciès de la séquence pré-CSM est très similaire à celui de l'unité chaotique de la séquence CSM (Fig. III.6, Zoom 1). En l'absence de forage, l'âge n'est pas contraint par les faciès uniquement.

III.3.1.c. Structure crustale de la marge nord d'Ibiza :

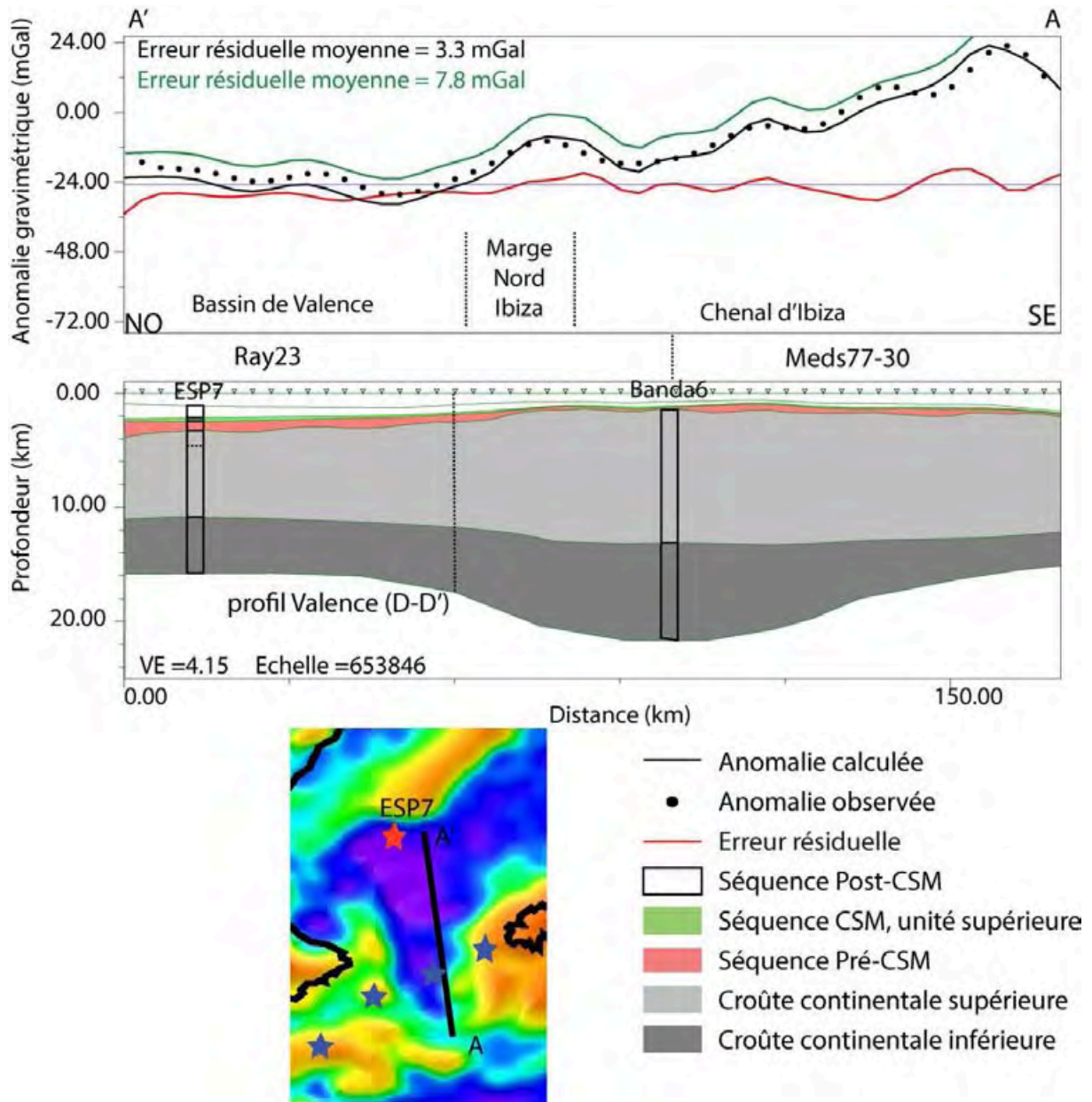


Figure III. 7: section gravimétrique AA' transversale au bassin de Valence au niveau de la marge nord Ibiza le long des profils Ray23 et Meds77-30 localisés sur l'anomalie à l'air libre. La courbe verte correspond à un modèle où la densité de la croûte continentale est constante dans le bassin de Valence et correspond à de la croûte supérieure

Le chenal d'Ibiza est caractérisé par une anomalie gravimétrique très négative se prolongeant presque jusqu'au sud du chenal (Fig. II.16). Le très faible contraste d'anomalie gravimétrique en allant vers le bassin de Valence confirme l'absence de croûte océanique dans cette région. La bosse au NE d'Ibiza est relativement bien marquée par une anomalie

gravimétrique positive (10 à 20 mGals) et correspond à une zone où l'épaisseur de la croûte est proche de 18 km.. Les données crustales sont abondantes dans cette région et permettent de bien contraindre la structure crustale. Le profil de gravité est situé au centre du chenal d'Ibiza et passe par l'ESP 7 (Fig. III.7, centre du bassin de Valence, Pascal et al. 1992 ; Torne et al. 1992) ainsi que l'ESP de Banda et al. (1980), ce qui permet de caler les différentes unités crustales. Le bassin de Valence est modélisé avec une croûte continentale amincie de 14 km d'épaisseur, donc un Moho à 16 km de profondeur, en cohérence avec l'ESP 7 (Fig. III.7) (Pascal et al., 1992 ; Torne et al., 1992). La croûte s'épaissit progressivement vers le sud pour atteindre un maximum de 22 km au centre du Promontoire dans la zone la moins profonde du chenal. L'épaississement crustal affecte l'ensemble de la croûte, mais il est plus marqué dans la croûte supérieure qu'inférieure. Les anomalies magnétiques correspondent aux différents édifices volcaniques comme les îles Columbretes et le Massif de Sa Dragonera, qui sont des édifices volcaniques calco-alcalins miocènes à Quaternaire (Marti et al., 1992).

III.3.2. La marge nord de Majorque :

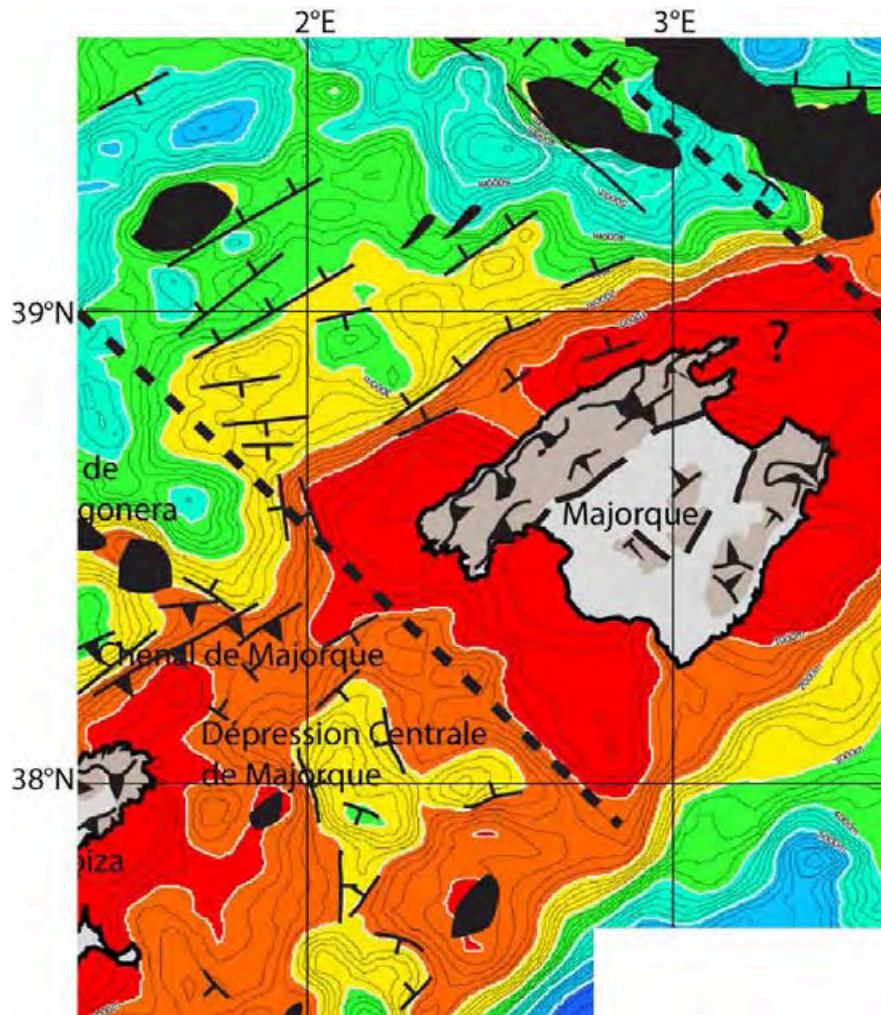


Figure III. 8 : détail de la carte de socle au niveau du chenal de Majorque et de la marge nord Majorque. En noir : les volcans. En traits noirs: les failles (à terre d'après: Bartrina et al., 1992, Roca et Guimera, 1992, Bassin de Valence : Maillard, 1993). En tirets: zones de transfert Valence-Baléares (Maillard et al. 1999).

III.3.2.a Le chenal de Majorque :

Le chenal de Majorque est une zone peu pentue de la marge située entre Ibiza et Majorque (Fig. III.8). Contrairement au chenal d'Ibiza, le chenal de Majorque ne relie pas le bassin de Valence au bassin Algérien, mais est limité à la zone nord du Promontoire. Le passage de la marge nord Ibiza au chenal de Majorque matérialisé par la bordure est du haut de socle (isobathe 3000 m) correspond à la zone volcanique du Massif de Sa Dragonera, d'orientation NO-SE (Fig. III.1). Le chenal de Majorque rejoint le bassin de Valence par une pente plus

douce (5 à 7 % en moyenne) que celle de la marge nord-Ibiza. Il est séparé de la DCM par une zone haute de socle (Fig. III.8) de direction NE-SO, parallèle à celle du promontoire, reliant les chaînes de montagne des deux îles d'Ibiza et Majorque (Fig. III.8, Fig. III.9). Le sud du Promontoire est marqué par la DCM, une dépression ovoïde limitée au sud par une zone haute, peut-être en partie volcanique, surmontée de pinacles volcaniques (voir Chapitre I.2.1). Enfin, le Promontoire est limité vers le sud par l'escarpement majeur d'Emile Baudot, Fig. III.8).

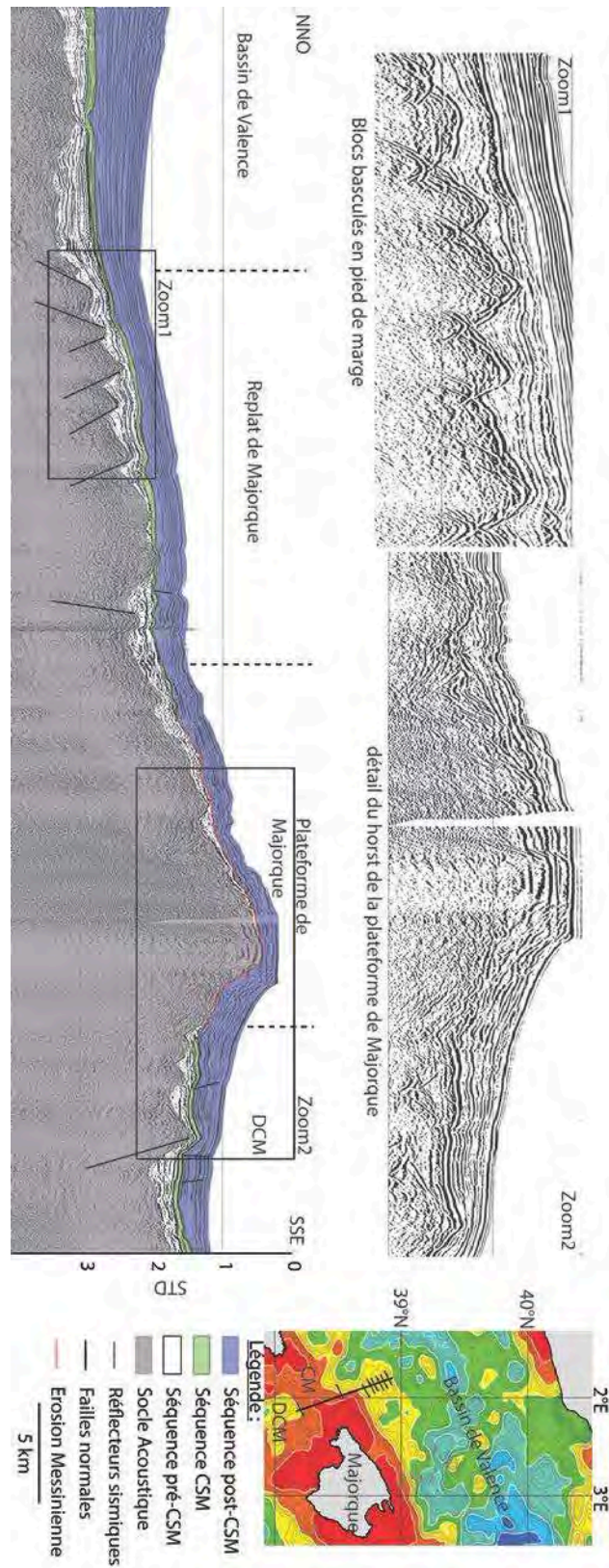


Figure III. 9: Profil de sismique réflexion Valsis2-805 à travers la marge nord Majorque et montrant la partie nord de la Dépression Centrale de Majorque. Exagération verticale = 4. CM : Chenal de Majorque ; DCM : Dépression Centrale de Majorque

Dans cette zone, de nombreuses écaïlles dans le socle acoustique permettent de mettre en évidence des chevauchements vers le NE (Fig. III.10, Zoom 1). Ils sont situés en majorité dans la pente du chenal de Majorque et se propagent latéralement en direction de la Sierra nord de Majorque (Fig. III.8). Les chevauchements affectent le socle acoustique ainsi que la base de la série pré-CSM mais sont scellés par la base de la séquence CSM (Fig. III.10). Les écaïlles ont une morphologie beaucoup moins marquée qu'à Ibiza et ne forment en aucun cas des reliefs significatifs dans le socle ou dans la bathymétrie (Fig. III.10).

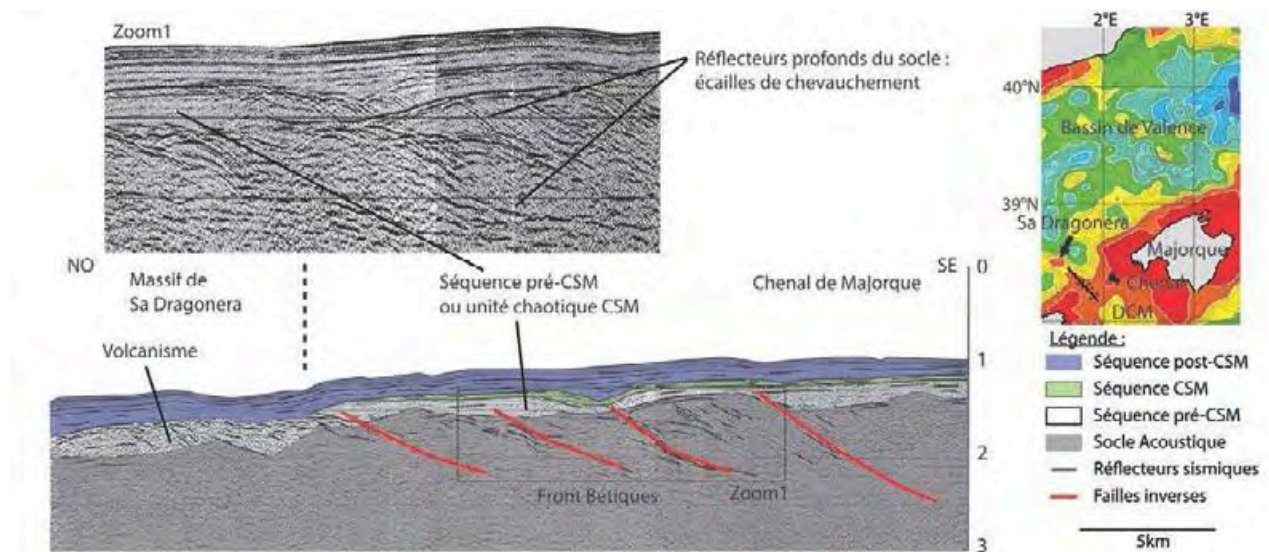


Figure III. 10: Profil sismique réflexion Map77-72 situé sur la bordure ouest du chenal de Majorque. Exagération verticale = 2. CM : Chenal de Majorque ; DCM : Dépression Centrale de Majorque

On observe des failles normales à faible rejet (0.2 STD) dans le chenal de Majorque avec une orientation N0 à N20 apparente. Des nombreux éventails sédimentaires dans la séquence pré-CSM montrent que l'activité de ces failles est pré-CSM (Fig. III.9, Zoom 1). Ces failles ont des pendages variables, certains vers le bassin de Valence, d'autres vers la plateforme de Majorque (Fig. III.8, Fig. III.9, Zoom 1). Ces failles sont scellées par la séquence Messinienne. Les autres structures extensives observables sont situées au nord du chenal sur le horst qui sépare le promontoire du bassin de Valence. Les failles normales délimitent des blocs basculés (Fig. III.9, Zoom 2) dont l'orientation est sensiblement la même que celle du graben de Palma. Ces failles sont clairement scellées par la séquence CSM et la présence d'éventails sédimentaires dans la séquence pré-CSM montrent qu'elles sont probablement liées

à la phase de rifting du bassin de Valence. On n'observe pas de structure compressive dans cette zone.

III.3.2.b. L'île de Majorque :

La zone de la marge située directement au nord de Majorque est très raide avec des pentes voisines de 12 % (Fig. III.8). Le plateau continental est très étroit dans cette zone et on n'y observe aucune structure. Le pied de marge est caractérisé comme à Ibiza par un bombement de socle acoustique qui forme un replat observable dans la bathymétrie, mais dans le cas de Majorque il est moins profond de 1000 m environ par rapport au nord d'Ibiza (Fig. III.8). Le replat, qui correspond à l'isobathe 3000 m (Fig. III.8, jaune) est irrégulier et présente une petite dépression dans la partie centrale (Fig. III.8, vert). De même, il tend à se réduire en largeur vers l'est jusqu'à disparaître un peu avant l'extrémité NE de Majorque.

La pente de la marge est affectée par des failles normales qui se prolongent suivant une direction NE-SO et ayant un rejet de l'ordre de 0.1 STD (Fig. III.11). Si plusieurs failles sont clairement scellées par la séquence CSM en pied de marge, de nombreuses failles semblent être réactivées puisqu'elles affectent aussi bien le socle acoustique que la séquence post-CSM avec des rejets atteignant 0.6 STD (Fig. III.11). Le replat est contrôlé par de petites failles normales pré-messinienne. Les failles normales de la bordure du replat ont un pendage apparent vers le NO alors que celles qui sont situées sur le replat même ont un pendage apparent vers l'île de Majorque. La plupart des failles normales affectant le replat ont un rejet faible souvent inférieur à 0.1 STD.

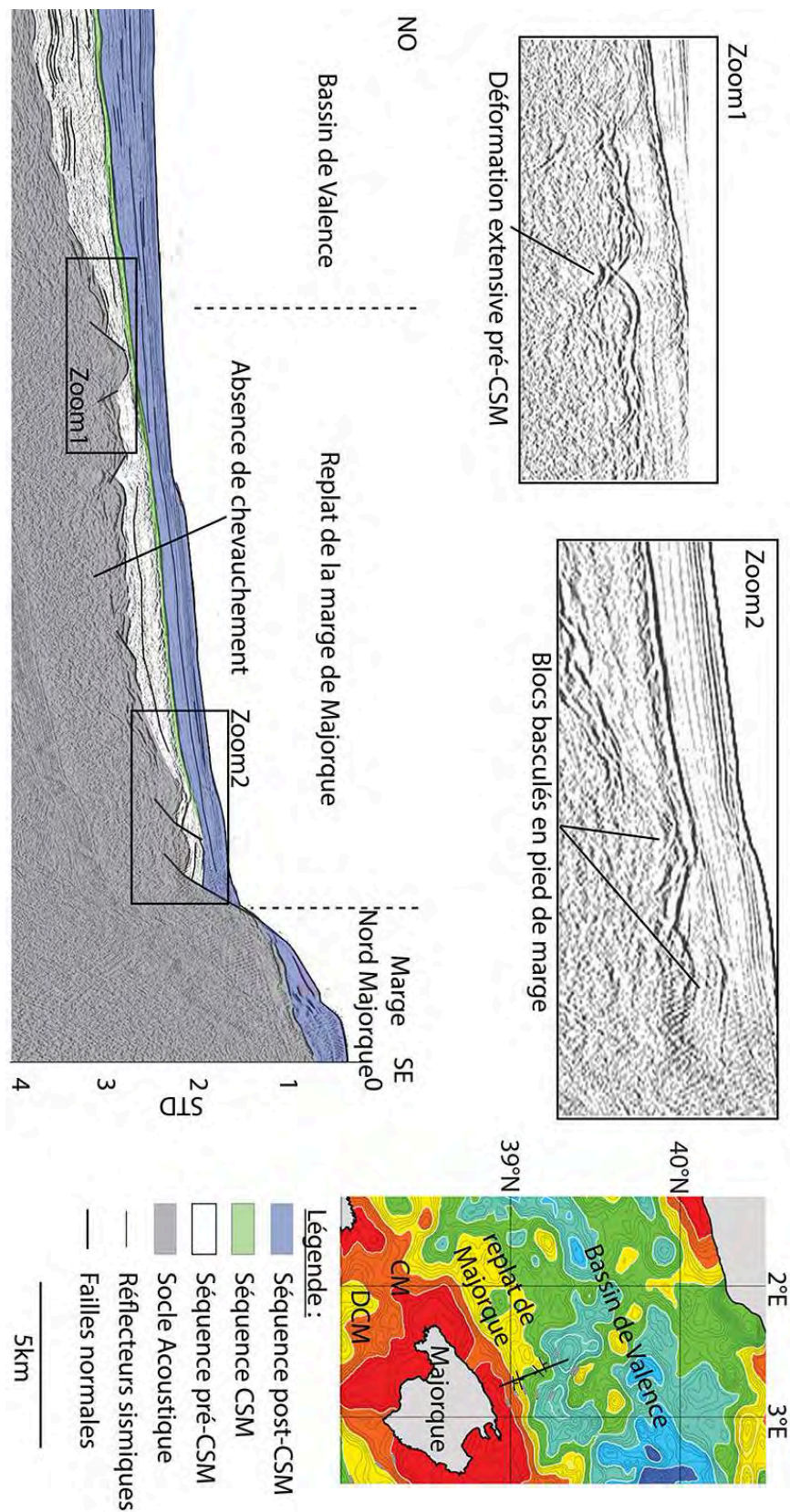


Figure III. 11: Profil sismique réflexion Valsis2-821 situé sur la bordure est du replat de la marge de Majorque. Exagération verticale = 3.5. CM : Chenal de Majorque ; DCM : Dépression Centrale de Majorque.

On n'observe pas de chevauchements dans le replat. Le seul indice de compression bétique serait la morphologie du replat lui-même, avec le front bétique à sa limite nord. Cependant, les chevauchements, bien observés plus à l'ouest, ne le sont pas dans cette zone. Ils ne peuvent pas non plus être masqués par les rares failles normales affectant le replat. L'extrémité nord du replat correspond plutôt à un édifice d'origine volcanique (Fig. III.12), d'origine probablement ancienne (Fig. III.12). Du volcanisme affecte plus largement le replat, surtout dans sa zone ouest (Fig. III.12, Zoom). Le volcanisme est recouvert par la séquence post-CSM et semble affecter par la surface d'érosion messinienne. Il est donc récent et peut masquer des structures profondes.

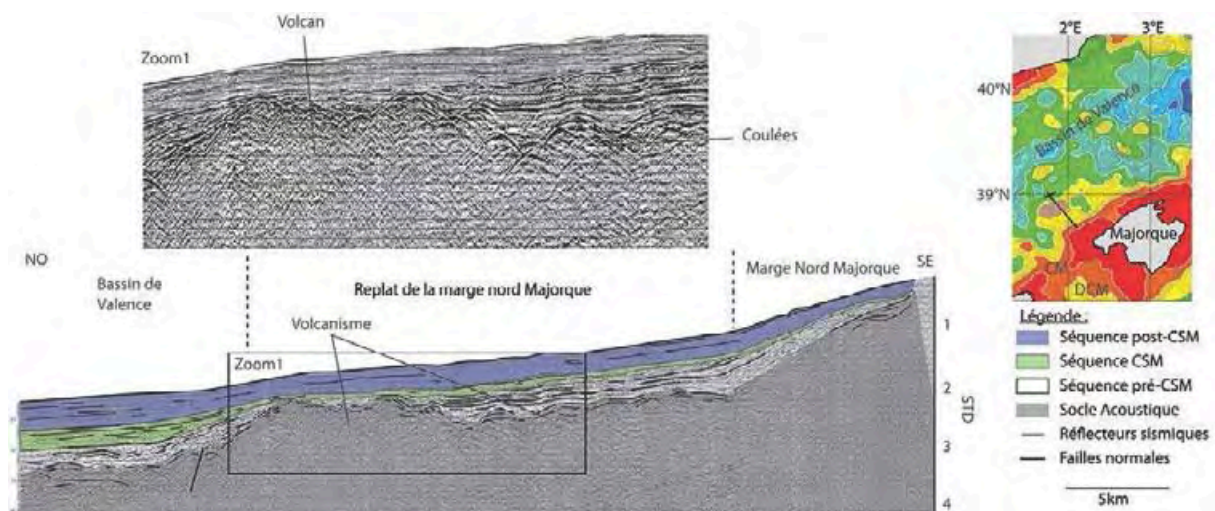


Figure III. 12: Profil sismique réflexion Map77-62 situé sur le replat de la marge nord Majorque. Exagération verticale = 2. CM = chenal de Majorque; DCM = dépression centrale de Majorque. CM : Chenal de Majorque ; DCM : Dépression Centrale de Majorque.

III.3.2.c. Structure crustale de la marge nord-Majorque :

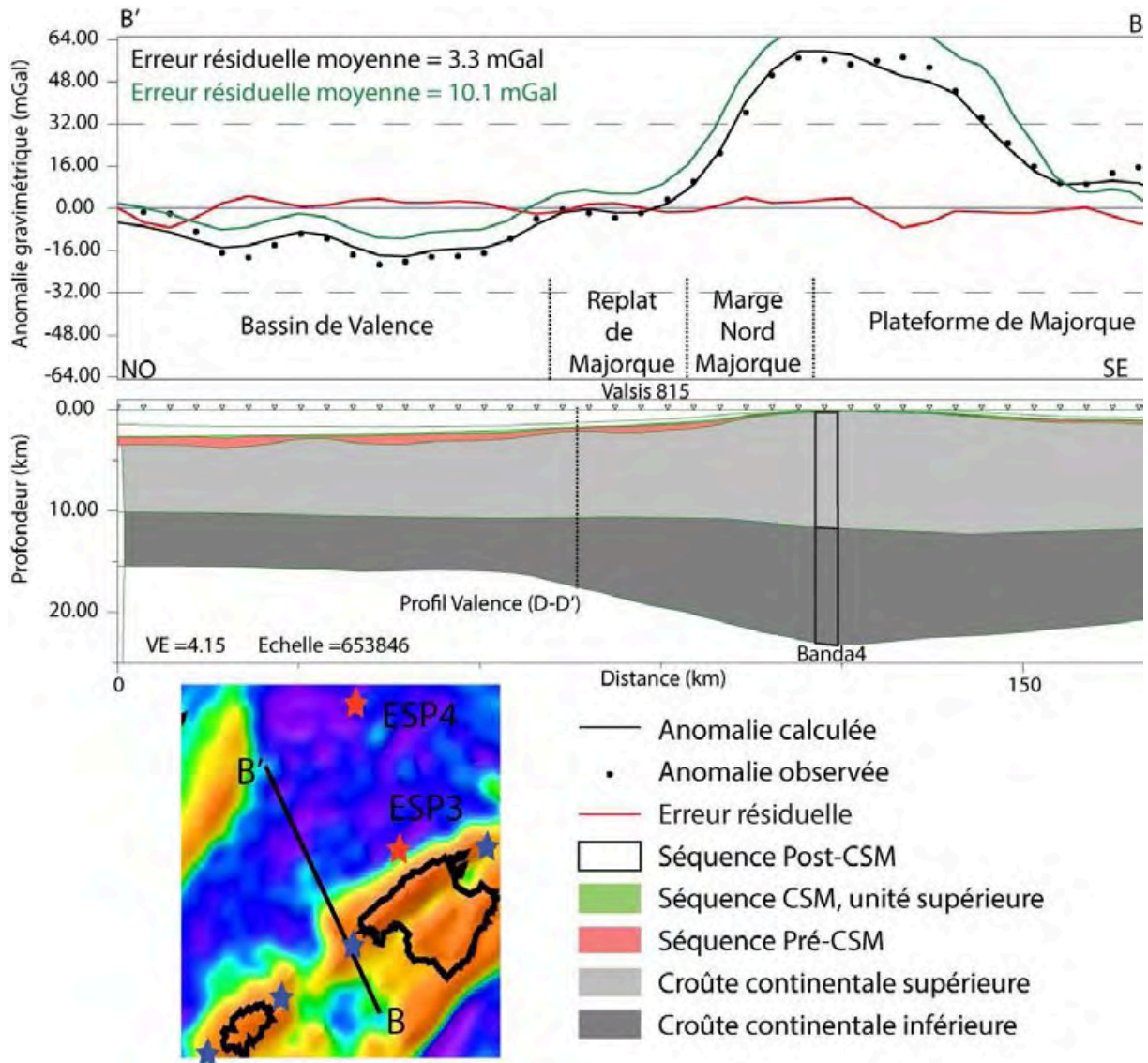


Figure III. 13 : section gravimétrique BB' transversale au bassin de Valence au niveau de la marge nord Majorque le long du profil sismique Valsis 815 localisé sur l'anomalie à l'air libre. La courbe verte correspond à un modèle où la croûte continentale inférieure est de même densité que la croûte continentale supérieure.

Les anomalies gravimétriques marquent le chenal de Majorque avec une anomalie négative qui se prolonge vers la DCM. La DCM est marquée par une anomalie légèrement négative qui délimite bien la dépression (Fig. II.16, chapitre II.4). Le reste de la marge enregistre une diminution constante de l'anomalie à l'air libre vers le centre du bassin de Valence, montrant là aussi, la nature continentale du bassin. Le replat structural est marqué par une anomalie gravimétrique positive se propageant localement vers le centre du bassin (Fig. III.13). Cette

anomalie est très étroite et correspond uniquement à la bordure ouest du replat. Le reste du replat n'est pas caractérisé par la gravimétrie.

Le profil de gravité passe sur la bordure est du chenal de Majorque et se prolonge jusque dans la partie centrale du bassin de Valence de façon à être corrélé avec le profil ESCI (Gallart et al., 1997; Sabat et al., 1997; Vidal et al., 1998) et les données de sismique réfraction de Banda et al. (1980) situées à l'ouest de Palma de Majorque. Le bassin de Valence est constitué d'une croûte continentale amincie dont l'épaisseur modélisée est de 16 km (Fig. III.13). La croûte s'épaissit progressivement sous le replat de socle pour atteindre un maximum de 25 km sous de la sierra Tramuntana (Fig. III.13). L'épaississement de la croûte sous Majorque affecte surtout la croûte inférieure. La DCM qui est recoupée transversalement sur sa bordure est par le profil n'est pas marquée par un fort amincissement crustal. Elle marque plutôt la limite entre la zone la plus épaissie (Sierra de Tramuntana, Banda 4) et le reste du promontoire qui s'amincit légèrement vers l'escarpement d'Emile Baudot.

III.3.3. La marge nord de Minorque :

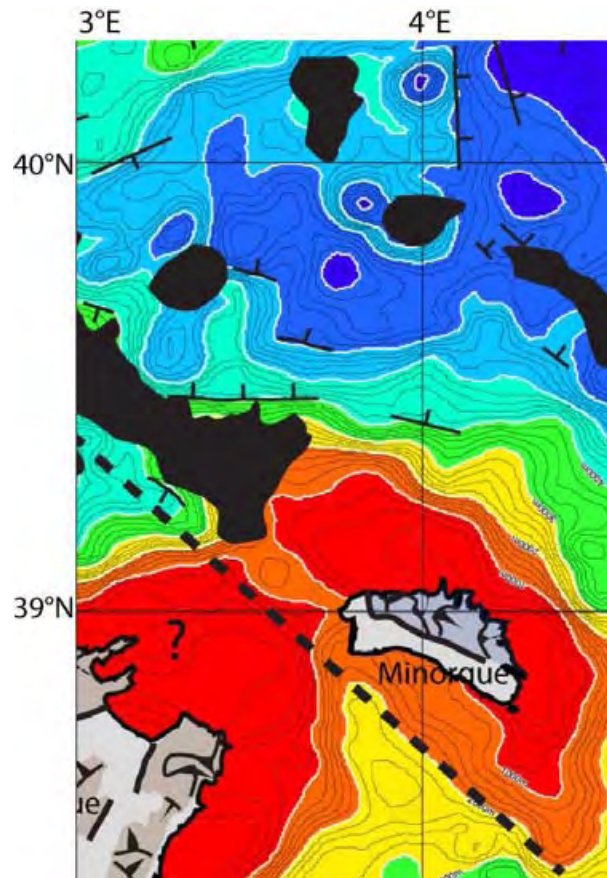


Figure III. 14: Détail de la carte de socle au niveau du bloc de Minorque et de l'extrémité est du bassin de Valence

III.3.3.a. La marge nord de Minorque :

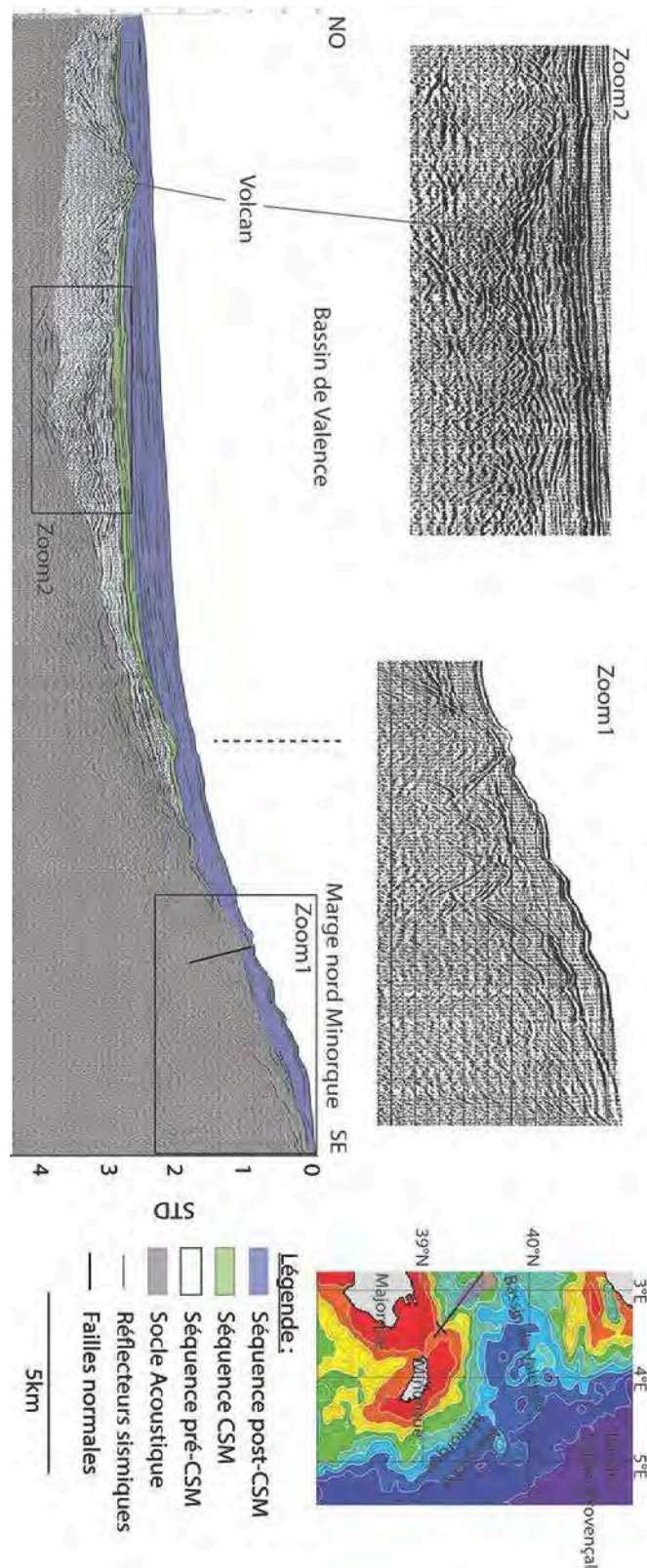


Figure III. 15: Profil de sismique réflexion Map77-38 situé sur la bordure ouest du bloc de Minorque. Exagération verticale = 3

La région de Minorque forme l'extrémité orientale de la marge nord Baléares. La plateforme continentale de Majorque se prolonge vers l'est mais une brusque indentation survient lorsqu'on atteint le bloc de Minorque du fait de son orientation NO-SE (Fig. III.14). La zone est caractérisée par un plateau continental plus large correspondant à un socle acoustique peu profond. La pente de la marge est fortement intrudée par des édifices volcaniques masquant les structures tectoniques (Fig. III.14). Ces volcans sont nombreux dans le bassin de Valence où ils ont été forés (sites DSDP 122-123 ; Hsü et al., 1973). Ils s'alignent selon une direction NO-SE qui est aussi celle du bloc sud-Minorque. Au pied de la marge, on observe une flexure récente affectant surtout les séquences MSC et post-MS. On observe quelques failles normales pré-CSM orientées NE-SO avec des rejets peu importants (inférieurs ou égaux à 0.1 STD, Fig. III.14, Fig. III.15). La pente de la marge est affectée par des failles normales affectant aussi bien le socle acoustique que les séquences post-MS avec des rejets parfois importants (de 0.1 STD à 0.5 STD, Fig. III.14, Fig. III.16). Nous n'observons aucun indice de déformation compressive dans cette zone dans les données de sismique réflexion.

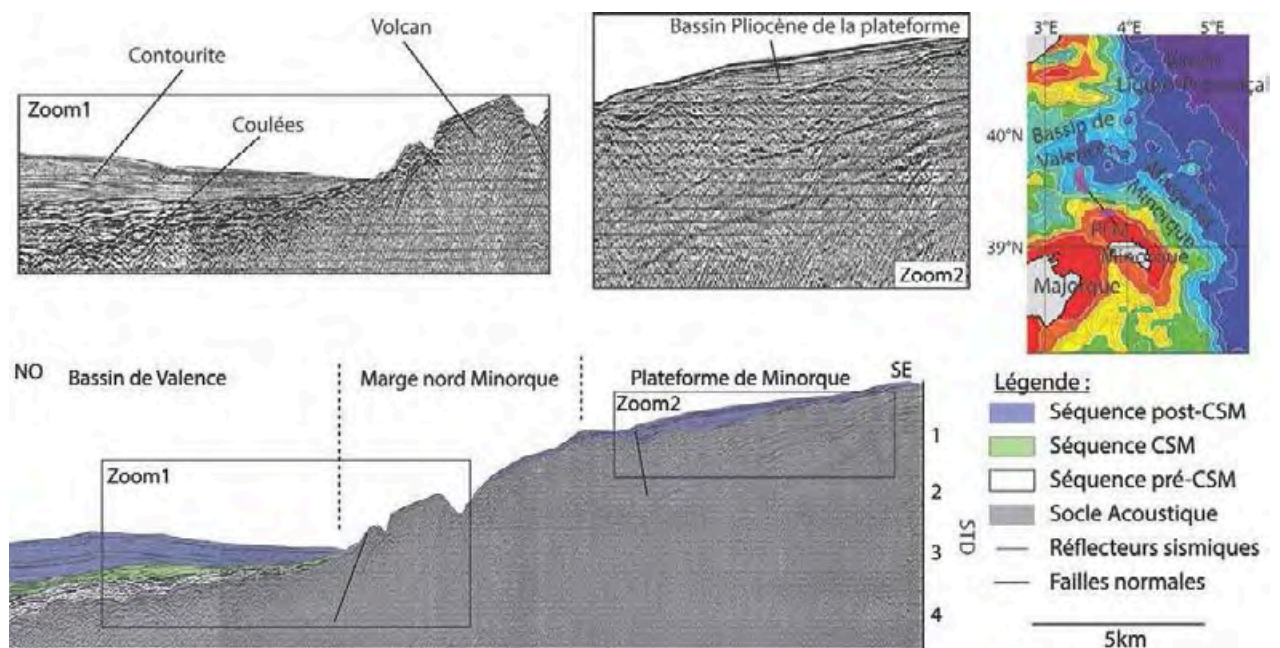


Figure III. 16: Profil de sismique réflexion Map77-34 situé sur la bordure est du bloc de Minorque. Exagération verticale = 3. PFM :Plateforme de Minorque.

III.3.3.b. Structure crustale de la marge nord Minorque :

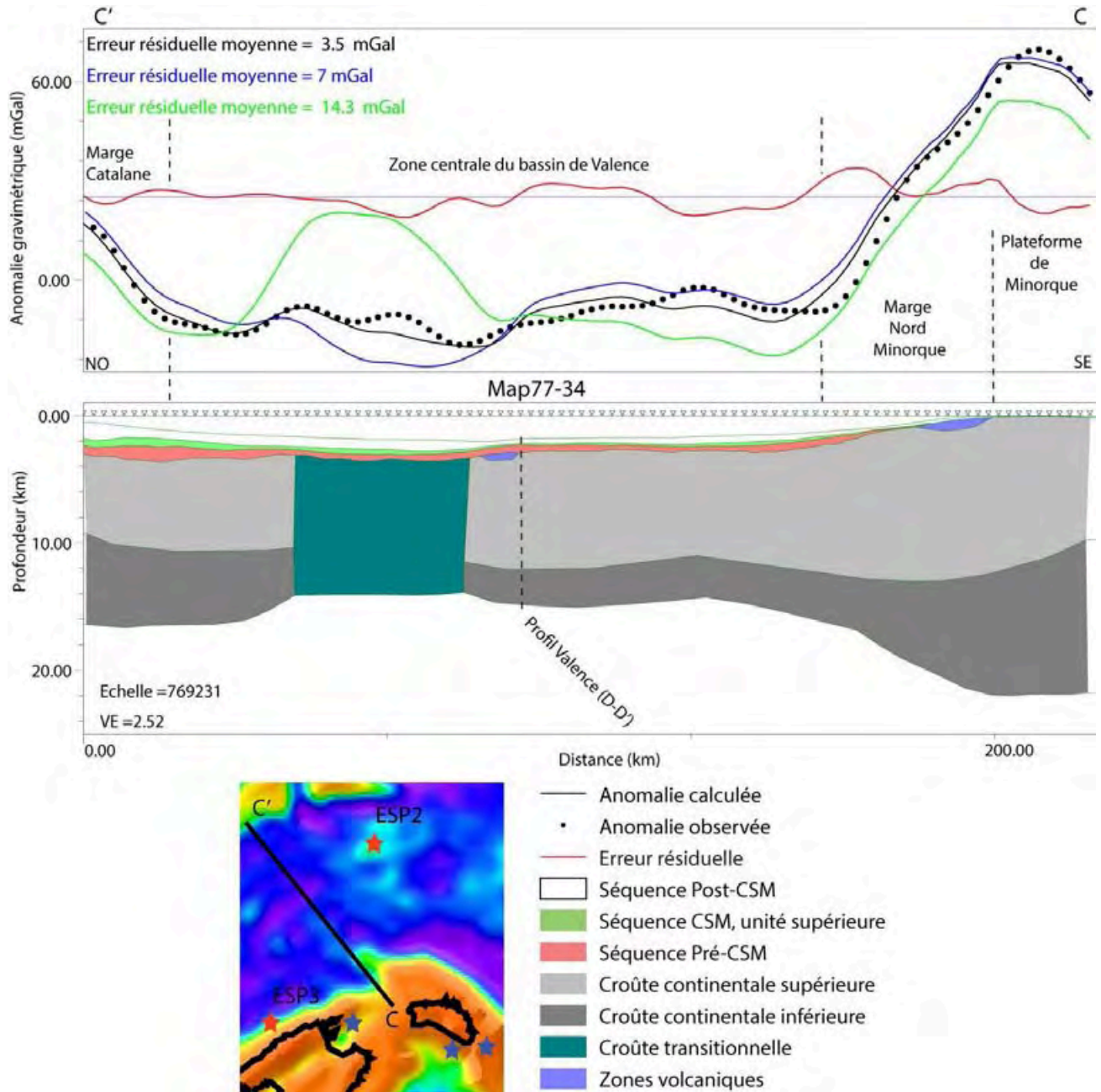


Figure III. 17: Section gravimétrique CC'' transversale au bassin de Valence au niveau de la marge nord Minorque le long du profil Map77-34, localisé sur l'anomalie à l'air libre. La courbe bleue correspond à un modèle construit avec de la croûte océanique à la place de croûte transitionnelle. La courbe verte correspond à un modèle avec uniquement une croûte continentale.

Le profil d'anomalie à l'air libre a été modélisé de façon à tester une hypothèse émise par Mauffret et al. (1995) sur la nature de la croûte. Ces auteurs décrivent une zone de croûte

transitionnelle au nord de Minorque entre la croûte continentale de Valence et la croûte océanique du Bassin Liguro-Provençal. Le profil est contraint par les ESP 3 et 2 ainsi que les forages DSDP 123 et 124 (Fig. III.17). La modélisation montre que le bassin de Valence est composé d'une croûte continentale amincie. Vers le promontoire Baléares, la croûte continentale s'épaissit progressivement pour atteindre 23 km d'épaisseur comme indiqué par Banda et al. (1980). L'épaississement est surtout marqué dans la croûte inférieure qui passe de 4 km d'épaisseur sous le bassin de Valence à 12 km sous Minorque (Fig. III.17). Le pied de la pente de la marge montre une erreur résiduelle importante, probablement liée à la présence de volcanisme. Le centre du bassin de Valence, un peu au nord des deux forages, n'est pas modélisable par une croûte continentale à deux couches (supérieure et inférieure, Fig. III.17) comme le reste du bassin de Valence. La meilleure réponse est obtenue en modélisant cette zone par une croûte dont la densité moyenne est équivalente à celle d'une croûte continentale à deux niveaux. Une telle densité pour une croûte de nature continentale ne peut s'expliquer que par la présence d'éléments dont la densité est plus élevée. Les courbes vertes et bleues montrent la réponse gravimétrique lorsque l'on change cette zone de croûte transitionnelle par une croûte continentale (vert) ou par une croûte océanique (bleue) (Fig. III.17). Les anomalies ainsi obtenues ne correspondent pas aux anomalies observées.

III.3.4. Structure crustale du bassin de Valence :

La carte structurale du Bassin de Valence montre un socle à des profondeurs variables, entre 3000 et 5000m en moyenne (Fig. III.1). Le fond du bassin est à une profondeur de 5000m, mais les irrégularités proviennent de nombreuses zones hautes corrélées souvent à des volcans. En effet, les données magnétiques disponibles sur le bassin de Valence montrent des anomalies importantes, formant des alignements selon une direction NE-SO (Fig. II.16). A l'extrémité est du bassin de Valence, les anomalies s'alignent selon une direction NO-SE qui correspond à celle du bloc de Minorque (Fig. III.1). Les anomalies correspondent aux volcans décrits par Marti et al. (1992) et Maillard et al. (1992), situés dans la vallée axiale du bassin de Valence ou sur la marge nord-Minorque. Au niveau d'Ibiza, ces anomalies correspondent aux îles Columbretes ainsi qu'au volcan Sa Dragonera. Au nord de Majorque, une des anomalies forme l'extrémité du replat de socle qui caractérise le pied de la marge. La marge nord de Valence (marge catalane) est bien différente de la marge nord Baléares puisqu'on y observe des structures typiques du rifting. Des grabens (grabens de Baelona et de Tarragona) d'orientation NE-SO contrôlés par des failles normales Oligo-Miocène s'étendent sur la

marge de Valence de l'ouest du bassin à la marge Catalane (Bartrina et al., 1992 ; Marti et al., 1992 ; Gelabert et al., 1992 ; Roca et Guimera, 1992).

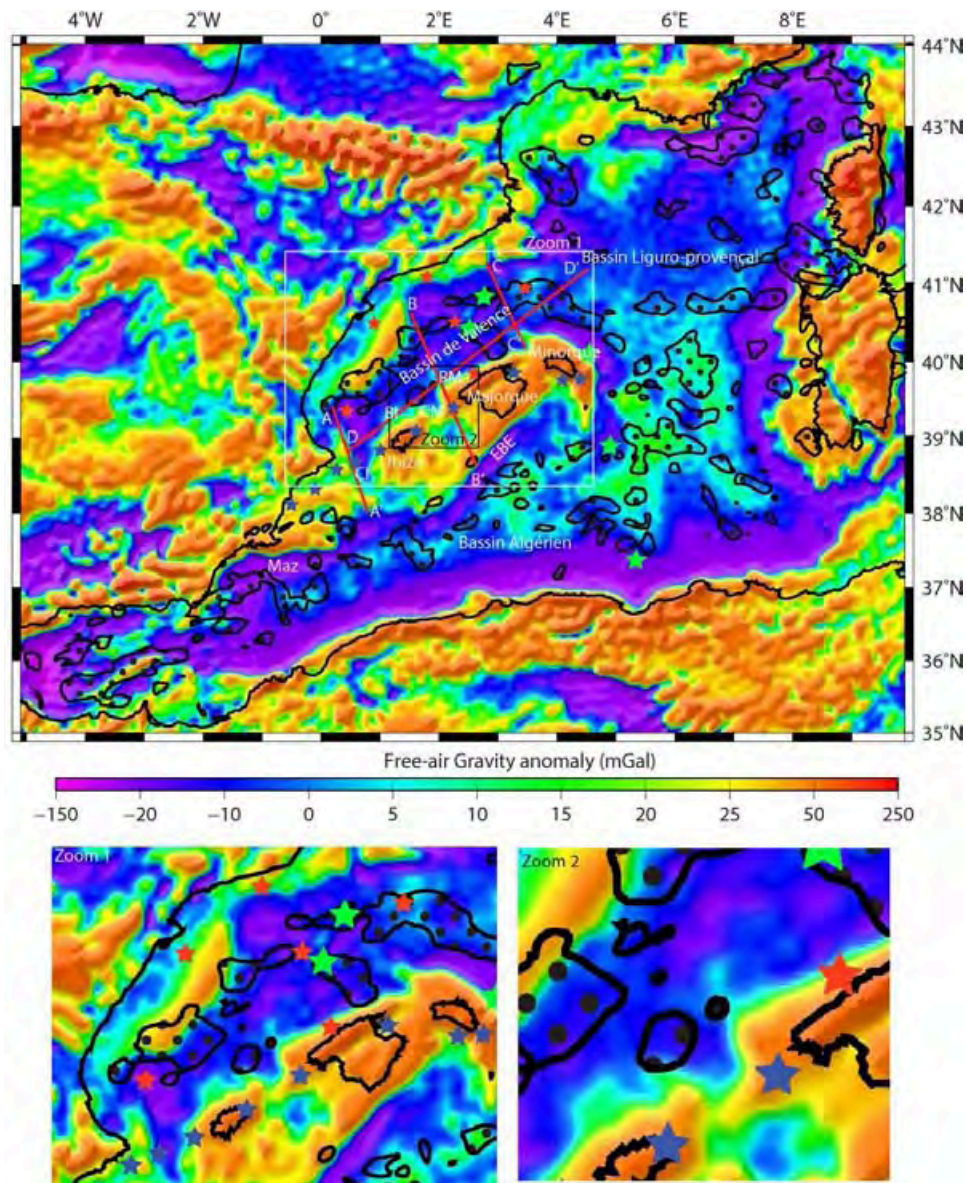


Figure III. 18: Carte gravimétrique de la région oues-Méditerranée. La limite des anomalies supérieures à 20 nT est marquée par les zones à poix. Zoom1 : détail du bassin de Valence ; zoom2 : détail du chenal de Majorque et des deux bombements de la marge nord Baléares. Etoiles bleues : Données de Banda et al. (1980) ; Etoiles rouges : ESP, Pascal et al. (1992) ; Torné et al. (1992). Etoiles vertes, forages DSDP (Hsü et al., 1973, 1978 ; Comàs et al., 1996).

Le bassin de Valence est caractérisé par une anomalie gravimétrique négative (entre 0mGal et -100 mGal, Fig. III.18, Fig. III.19) dans sa zone centrale. Les anomalies sont très négatives

vers le cap de La Nao, où elles correspondent à la région de socle très profonde (isobathe 4000 m), caractérisée par un bassin Mésozoïque (Maillard et al., 1992 ; Torné et al., 1992 ; Vidal et al., 1998). De même, on observe des anomalies très négatives (de -25 à -100 mGal, Fig. III.18, Fig. III.19, Zoom 2) dans la zone au nord de Majorque. Ces anomalies ne présentent pas d'organisation particulière et peuvent refléter les centres volcaniques de Minorque (Maillard et al., 1992). L'extrémité est du bassin de Valence, en contact avec le bassin Liguro-Provençal est caractérisée par des anomalies positives (de 0 à 15 mGal, Fig. III.198, ig. III.19) situées directement au nord de l'île de Minorque. Ce changement dans les valeurs d'anomalies gravimétriques peut correspondre à la transition entre deux croûtes de natures différentes : continentale amincie pour le bassin de Valence (Pascal et al., 1992 ; Torné et al., 1992) et transitionnelle ou océanique pour le bassin Liguro-Provençal (Galdeano et Rossignol, 1977 ; Rehault et al., 1984, Fig. II.16). Les modèles montrent les meilleurs ajustements avec une croûte dont l'épaisseur est celle d'une croûte continentale amincie mais dont la densité est plus élevée (2.85 contre 2.8).

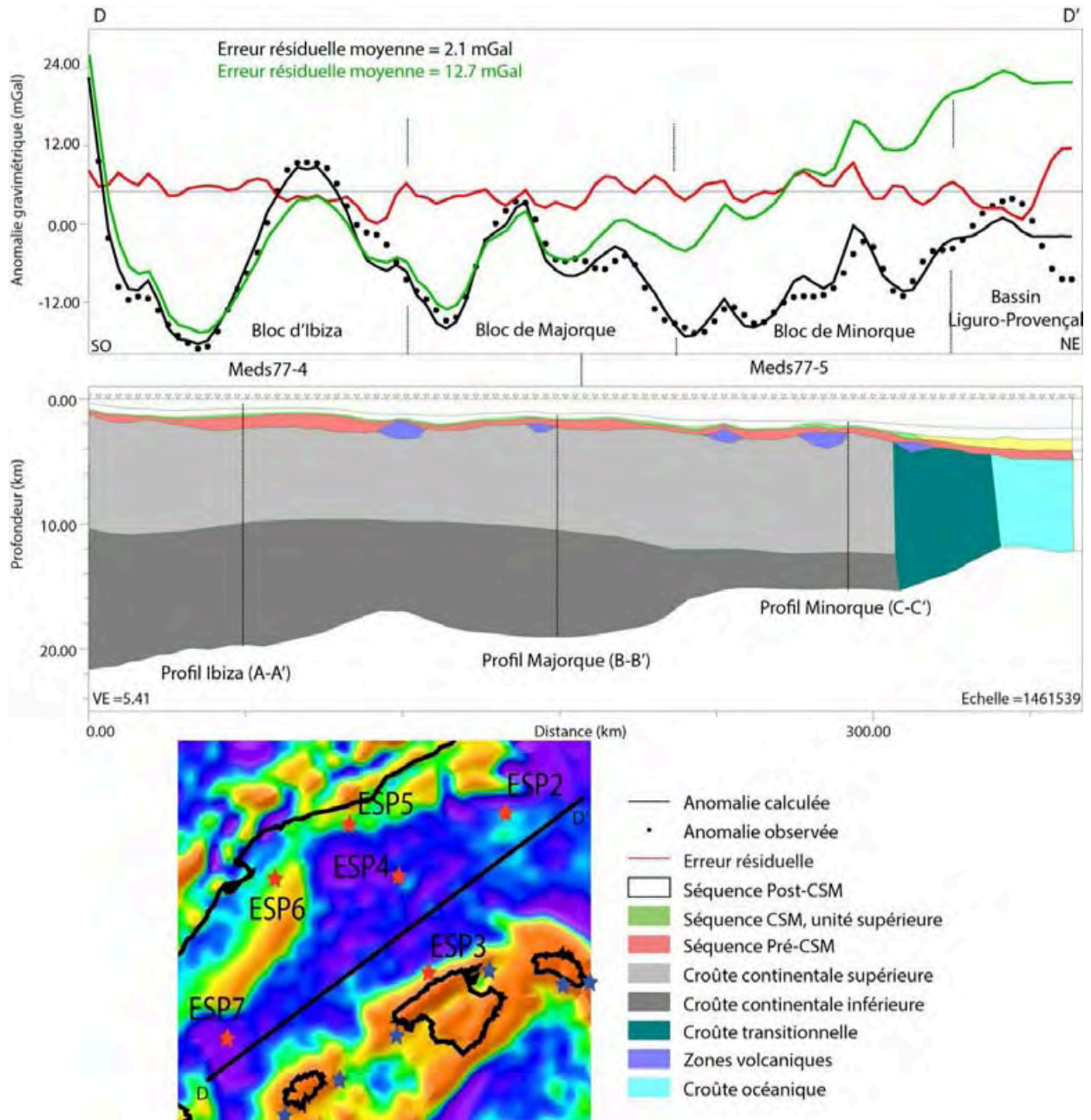


Figure III. 19: section gravimétrique DD' longitudinale au bassin de Valence le long des profils Meds77-4 et Meds77-5 localisés sur la carte de l'anomalie à l'air libre. La courbe verte correspond à un modèle où la croûte transitionnelle est remplacée par de la croûte continentale

Un modèle gravimétrique (Fig. III.19) a été construit le long de la marge nord-Baléares en passant par les ESP 7 et 3 tous deux situés à proximité des profils sismiques utilisés. Ce modèle recoupe transversalement les modèles perpendiculaires présentés sur chaque marge et a servi aussi à mieux les contraindre. Ce modèle montre un amincissement en marches d'escaliers de la croûte du bassin de Valence vers l'Est. Au niveau du Cap de La Nao,

l'anomalie mesurée doit être modélisée par une croûte de nature continentale d'une épaisseur de 22 km, subdivisée en deux niveaux, 10 km de croûte supérieure moins dense (2.75) et 12 km de croûte inférieure plus dense (2.85) qui sont compatibles avec la nature continentale de la croûte du bassin de Valence. Les densités sont obtenues grâce aux vitesses sismiques décrites dans l'ESP 7 (Pascal et al., 1992 ; Torné et al., 1992). Le chenal d'Ibiza, marqué par une anomalie négative, est caractérisé par un amincissement très faible de la croûte de l'ordre du kilomètre et par un léger replat dans le Moho. Entre Ibiza et Majorque, le chenal est aussi marqué par une anomalie gravimétrique négative, qui est modélisée par une croûte continentale de 18 km d'épaisseur. L'amincissement de la croûte est d'autant plus marqué dans la croûte inférieure. La région au large de l'île de Majorque est modélisée par une croûte plus épaisse de l'ordre de 20 km d'épaisseur, toujours de nature continentale, d'épaisseur constante jusqu'à l'extrémité est du replat située en pied de la marge. A la bordure du replat, et donc à la transition avec le bloc de Minorque, l'anomalie mesurée correspond à un amincissement rapide de la croûte continentale de 20 km à 16 km. Cet amincissement se fait surtout aux dépens de la croûte inférieure (Fig. III.19). Le bloc Minorque est caractérisé par une épaisseur constante à 16 km, ainsi que par des anomalies gravimétriques locales et à faible longueur d'onde qui peuvent être modélisées par les volcans largement observés dans la région (Fig. III.19). La zone de transition entre le bassin de Valence et le bassin Liguro-Provençal est marquée par une anomalie gravimétrique légèrement positive et formant un « pic » dans les valeurs mesurées. Il a été difficile de contraindre cette région, la modélisation en utilisant une croûte transitionnelle comme sur le modèle de Minorque provoque des erreurs élevées et par ailleurs, le croisement entre les deux modèles est localisé dans une région de croûte continentale (Fig. III.14, Fig. III.19). La transition entre les deux bassins est donc marquée par une zone de croûte qui s'amincit progressivement et dont la nature est complexe. Cette croûte reste épaisse (14 à 8 km d'épaisseur) et possède une densité élevée (2.9). Comme au large de Minorque, elle est probablement de nature continentale mais intrudée par du volcanisme. Le bassin Liguro-Provençal est modélisé par une croûte peu épaisse (6 km) et dont les densités sont comparables à celle d'une croûte de nature océanique (2.95-3) (Fig. III.19).

La marge nord Baléares apparaît donc découpée en plusieurs secteurs où la croûte n'est pas très amincie (Ibiza et Majorque) séparés par des zones plus amincies. Cette structuration est comparable à celle décrite par Maillard (1993) qui délimite 3 blocs structuraux (Ibiza, Majorque et Minorque) séparés par des zones de transfert NO-SE. En effet cette direction

s'observe sur le promontoire à la bordure ouest des différents blocs (Fig. III.20). Si l'amincissement du bassin de Valence est souvent discuté dans des directions NO-SE (sens du rifting), le modèle montre qu'il existe aussi un amincissement important et segmenté vers bassin Liguro-Provençal.

III.4. Discussion sur l'évolution de la marge nord Baléares et ses implications:

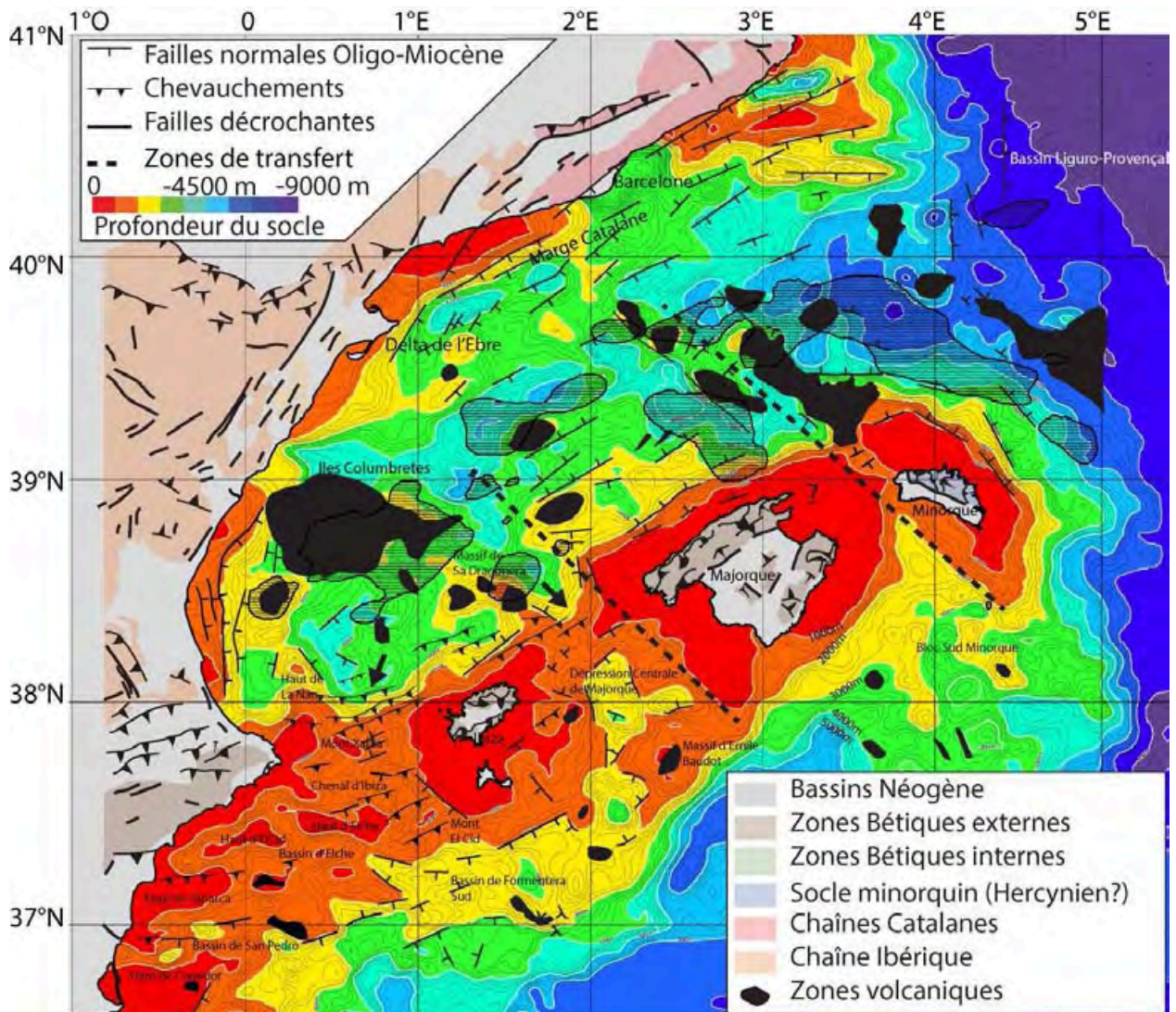


Figure III. 20: Synthèse des structures observées dans la région nord Baléares. Les lignes pointillées noires correspondent aux zones de transfert décrites par Maillard et al., 1999. Les structures de la marge Catalane sont d'après Roca et Guimera (1992), Maillard et al. (1992), Maillard, (1993) et Maillard et al. (1999).

III.4.1. La phase de rifting à l'origine du bassin de Valence :

Les données géophysiques (Fig. III.7, Fig. III.13, Fig. III.17, Fig. III.19) et les données de sismique réflexion (Fig. III.20) montrent qu'une phase de rifting est à l'origine de la formation du bassin de Valence. Les différents modèles gravimétriques réalisés ainsi que ceux publiés (Torné et al., 1992, Pascal et al., 1992, Vidal et al., 1998) mettent en évidence un amincissement crustal suivant une direction NO-SE apparente en rapport avec le rifting qui affecte la mer Ligure et le golfe du Lion. Cette phase de rifting est de plus bien documentée par l'ensemble de grabens Oligo-Miocène situés sur la marge nord du bassin de Valence. Ces éléments mettent en évidence une phase d'extension NO-SE Oligocène terminale à Miocène inférieur. La synthèse des épisodes volcaniques du bassin de Valence réalisé par Marti et al. (1992) sur la base de travaux préexistants (Mauffret et al., 1976 ; Rivière et al., 1981 ; Fourcade et al., 1982 ; Ancochea et al., 1984) met en évidence un épisode Miocène inférieur à moyen, qui pourrait être contemporain du rifting (Maillard et al., 1992 ; Mauffret et al., 1992), mais dont la nature est andésitique et dacitique, comparables aux observations réalisées dans la cordillère Bétiques par Torrès-Roldan et al. (1986) qui décrivent des dykes de roches volcaniques siliceuses typiques du volcanisme de zones de subduction. Le volcanisme « typiquement » calco-alcalin décrit dans le bassin de Valence est d'âge Miocène moyen à supérieur mais n'est pas compatibles avec les âges supposés du recul du slab dans la région (entre 25 et 16 Ma, Mauffret et al., 2004). Le volcanisme actuel de la région de Valence, localisé partiellement dans les îles Columbretes est de nature alcaline.

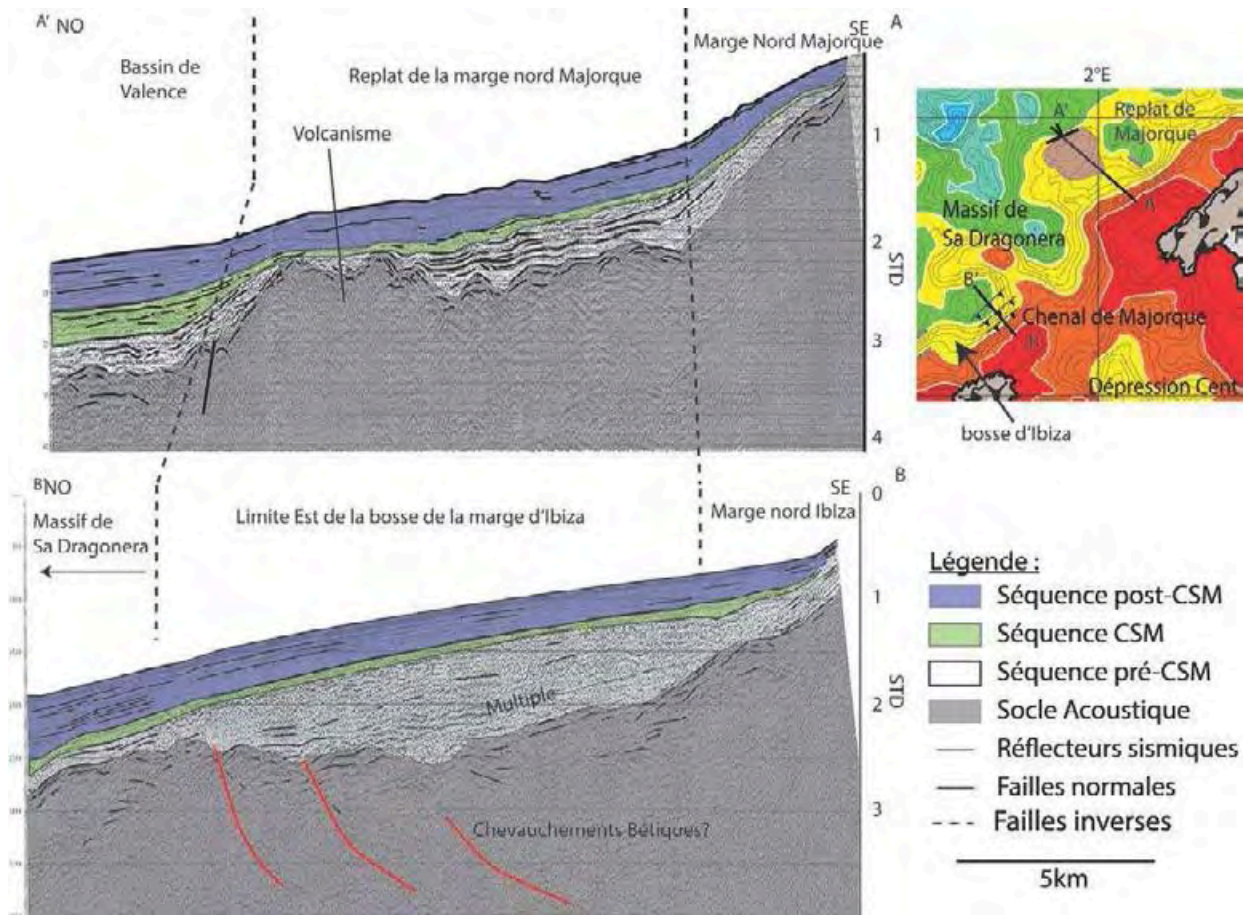


Figure III. 21: Profils Maps77-62 (A) et Maps77-72 (B) montrant les différences morphologiques et structurales des marges d'Ibiza (B) et de Majorque (A). Exagération verticale = 4

Sur la marge nord-Baléares, on observe aussi un amincissement crustal du promontoire vers le bassin de Valence. Cet amincissement est de l'ordre de 5 à 10 km et est généralement très progressif (Fig. III.20). Si on compare avec le profil ESCI (Vidal et al. 1998), nos modèles ou ceux de Pascal et al. (1992) ou Torné et al. (1992), on remarque que l'amincissement est quasiment symétrique sur les deux marges du bassin de Valence (Fig. III.21). L'épaisseur de croûte varie de 20 à 25 km sur les hauts continentaux (Baléares ou plateforme ibérique) et atteint 16 km en moyenne dans la zone centrale du bassin. Cependant la morphologie des deux marges est très différente et les observations de Roca et Guimera (1992) ou Bartrina et al. (1992) sur la marge nord du bassin de Valence ne font pas ressortir de replat comme on peut en observer au niveau d'Ibiza ou de Majorque. Si les observations sur ces replats ne permettent pas de déterminer leur nature réelle (Fig. III.21), leur morphologie plane exclut la présence d'indices typiques de rifting adu côté Baléares. Les rares failles normales pré-Messinienne sur la marge ont un faible rejet (0.1 STD) et une

orientation NE-SO. Ces failles ne délimitent pas de structures en horst et graben typique de phase extensive. De plus, nous verrons dans le chapitre suivant que de nombreuses failles affectent toutes les séquences, du socle au Plio-Quaternaire avec des rejets importants (0.5 STD en moyenne) et des directions NE-SO montrant au moins un jeu récent.

Sur le promontoire Baléares, les structures liées au rifting, si elles ont existés, ont pour la plupart été démantelées ou reprises par les phases compressives bétiques et post-bétiques. La plateforme d'Alicante et la zone du chenal d'Ibiza présentent une structure avec des grands blocs (Tabarca, Cogedor, El Cid, Xabia, Elche) d'orientation ENE-OSO qui délimitent de grands bassins (Elche, San Pedro). Bien que ces hauts structuraux soient tous actuellement repris en compression (Maillard et Mauffret, 2013; Alfaro et al., 2013 ; Fig. III.19, Fig. III.20), il semble que leur création soit liée à une phase d'extension. En effet, les chevauchements bétiques tels qu'on les observe en mer ne sont jamais responsables des alternances de zones hautes et de bassins d'une telle ampleur. Dans la Dépression Centrale de Majorque, contrairement au chenal d'Ibiza, les rares grabens et horsts observés sont récents car ils décalent les dépôts liés à la crise de salinité messinienne (voir chapitre IV.2 et V). Les failles normales affectant uniquement les séquences pré-crise de salinité messinienne n'ont pas de direction préférentielle (N0 à N100) et semblent alors difficiles à relier avec la phase de rifting de Valence. Sur les îles, les auteurs s'accordent pour dire que la phase de compression Bétique est prédominante et que les structures extensives Oligo-Miocène en rapport avec l'ouverture du bassin de Valence ne sont pas clairement observables, que ce soit sur Majorque (Gelabert et al., 1992, Cespèdes et al., 2001 ; Sabat et al., 2011 et références associées), Ibiza (Durand-Delga et al., 1981 ; Fourcade et al., 1982) ou Minorque (Bourrouilh, 1973 ; Linol et al., 2009). L'ensemble des failles normales décrites sur les îles sont généralement reliées à la phase extensive post-bétiques.

III.4.2. La phase de compression bétiques:

La phase de compression Bétique dans la région Baléares est datée du Miocène inférieur au Serravalien (Miocène moyen à supérieur) sur la base d'études de terrain (Fourcade et al., 1982 ; Gelabert et al., 1992 ; Sabat et al., 2011). Elle est bien contrainte à terre sur Ibiza et Majorque. Sur Minorque, les études de terrain montrent que les chevauchements sont plus anciens car ils remobilisent majoritairement des terrains Permo-Triasique sans affecter les terrains Oligo-Miocène (Linol et al., 2009). C'est en mer, où les chevauchements bétiques sont observés entre Ibiza et Majorque, qu'il existe une polémique sur leur prolongation dans le

centre du bassin de Valence et leur appartenance à un décollement plus profond ou non. Les observations en mer montrent que les chevauchements bétiques se localisent sur la marge nord Ibiza du chenal d'Ibiza et se propagent vers Majorque latéralement (Fig. III.19). On observe des chevauchements bétiques jusqu'à la limite de l'isobathe 4000 m au large du chenal d'Ibiza. Latéralement, les chevauchements semblent tous être situés en pied de la marge où ils vont progressivement recouper l'isobathe 2000 m dans le chenal de Majorque. On observe de nombreuses écaïlles liées à des chevauchements dans le chenal de Majorque mais uniquement en dessous de l'isobathe 1000 m. Il est difficile de corréler les chevauchements qu'on observe dans le chenal de Majorque avec ceux à terre dans la Sierra Tramuntana en raison de la résolution des profils sismiques disponibles qui ne permet pas de réaliser des observations dans la plateforme continentale de Majorque. Au nord de Majorque, le replat ne présente pas d'indices de compression même récente. Les réflecteurs sismiques semblent former des éventails alors qu'au niveau d'Ibiza on observe clairement des réflecteurs sismiques formant des écaïlles (Fig. III.20). Cependant, la faible pénétration des profils ainsi que leur faible résolution rendent les interprétations difficiles (Fig. III.22). Il ressort que la phase bétiques, qui est compressive, remodèle surtout la marge nord d'Ibiza où les structures extensives sont rares.

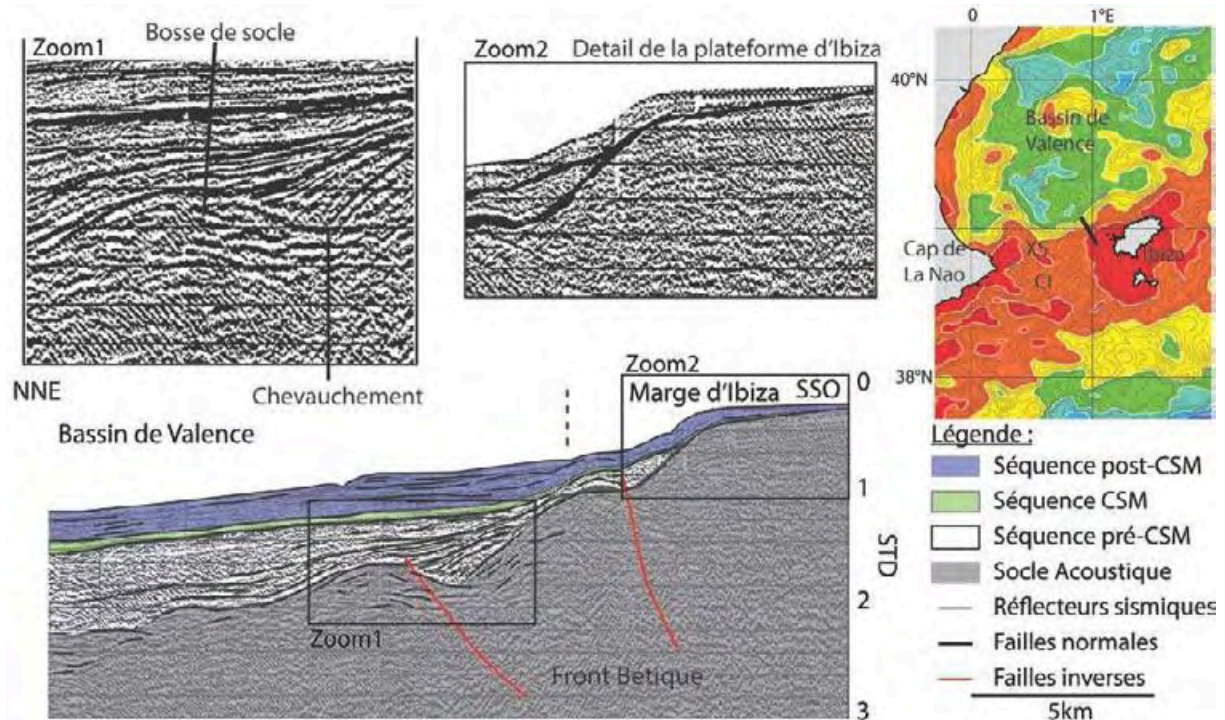


Figure III. 22: Profil sismique réflexion Meds77-28 montrant l'influence des chevauchements bétiques sur la structure et la morphologie de la marge nord d'Ibiza. Exagération verticale = 3.5. XS : Mont Xabia ; CI : Chenal d'Ibiza

III.4.3 La phase post-orogénique Baléares :

Cette phase extensive post-bétiques est décrite par Mauffret, (1976) qu'il caractérise comme une phase extensive réactivant des structures héritées de l'orogénèse hercynienne. Cette phase extensive ne peut être confondue avec le rifting du bassin de Valence puisque comme il a été indiqué au chapitre III.3 et III.4.1, il y a peu d'indices du rifting sur le promontoire comme des blocs basculés avec des éventails affectant les séquences pré-CSM hormis dans la partie sud du chenal d'Ibiza. Cette phase a été décrite avec plus de précision à terre où les observations de Gelabert et al. (1992) et Céspedes (2001) montrent l'existence de failles normales recoupant les chevauchements bétiques ou réutilisant les plans de décollements (Fig. III.23, voir Chapitre III.3 et Chapitre V). Cette phase remodèle la marge nord Baléares et semble toujours active. Elle est clairement postérieure aux phases du rifting et bétiques. On observe de nombreux indices de réactivation principalement dans la partie sud du chenal d'Ibiza bien que des failles récentes soient observées dans la partie nord (Fig. III.23). Elle est marquée dans la partie centrale du promontoire, au niveau de la Dépression Centrale de Majorque qui représente la continuité du graben de Palma (Maillard et al., 2014,

voir chapitre IV.2 et V). De nombreuses failles normales affectent aussi les séquences post-CSM. L'origine de cette phase est discutée et les études récentes ne s'accordent sur aucune hypothèse. Deux hypothèses sont proposées : (1) l'effondrement post-orogénique de la chaîne Bétiques ou (2) l'extension liée à l'ouverture du bassin Algérien, mais dans ce cas, les directions des failles normales ne correspondent pas à une ouverture vers l'ouest du bassin Algérien. On ne peut pas clairement dire si c'est la phase post-bétiques qui reste active par la suite ou si elle est, elle aussi, reprise par une phase plus récente d'extension dans le promontoire Baléares.

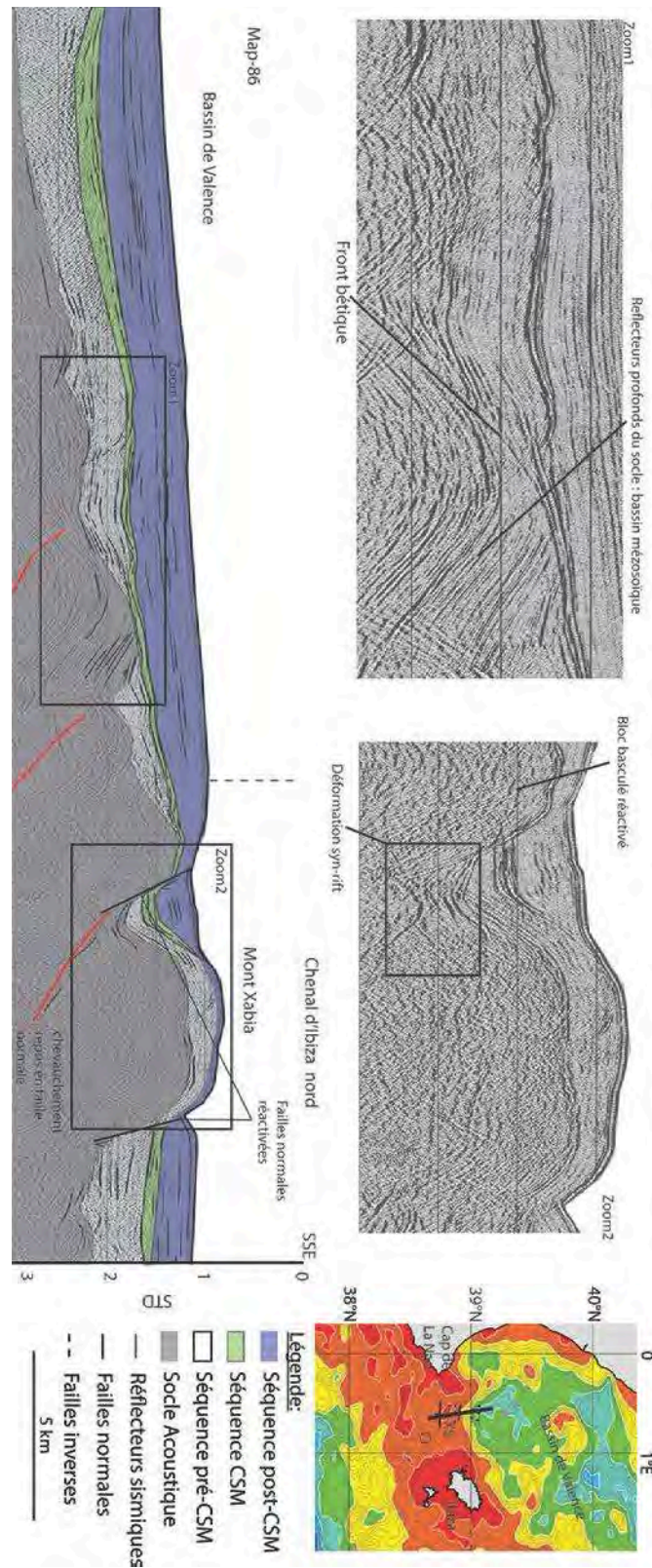


Figure III. 23: Profil de sismique réflexion Map77-86 (1) situé au niveau du mont sous-marin Xabia et montrant la réactivation en faille normale d'anciennes structures compressives. Exagération verticale = 3. XS : Mont Xabia ; CI : Chenal d'Ibiza.

III.4.4. Résumé :

La morphologie du promontoire Baléares est en partie héritée d'une phase extensive Oligocène à Miocène inférieur reliée à l'ouverture du bassin de Valence. Elle se caractérise par une morphologie en horsts et grabens partiellement préservée dans le chenal d'Ibiza et la plateforme d'Alicante (Fig. III.20). Cette phase extensive est postdatée par une phase compressive liée à la mise en place des chevauchements bétiques, qui est très bien exprimée sur l'île d'Ibiza, l'île de Majorque et sur les marges ainsi que dans le chenal d'Ibiza. Cette phase semble réutiliser les anciens blocs basculés hérités du rifting surtout dans le chenal d'Ibiza. La phase principale qui modèle le promontoire est cependant la phase extensive post-bétiques qui s'initie au Serravalien et dont l'origine est mal connue et pourrait être la résultante de l'ouverture du bassin Algérien ou de l'effondrement de la chaîne bétique. Elle réactive certains blocs basculés hérités du rifting ainsi que les chevauchements bétiques surtout vers Ibiza. Cette phase extensive à l'origine du graben de Palma est potentiellement toujours active et de nombreuses failles normales Pliocène à Quaternaire sont observées sur le Promontoire (voir Chapitre V).

III.5. Article 1 : Evidences d'un mouvement transformant le long de la Marge Sud-Baléares et implications pour la cinématique d'ouverture du Bassin Algérien (Driussi et al., 2014) :

Le promontoire Baléares, au vu de sa position clé en bordure du bassin Algérien, enregistre dans son histoire l'ouverture de ce dernier et la migration associée du domaine d'Alboran. Nous avons réalisé les mêmes travaux que sur la marge nord-Baléares en couplant sismique réflexion et modélisation gravimétrique dans le but de contraindre la structure de la marge sud-Baléares et de proposer un modèle cinématique cohérent.

Les données de sismique réflexion mettent en évidence une division de la marge sud Baléares en 4 segments: deux segments très raides formés par les escarpements de Mazarron et d'Emile Baudot, et deux segments moins raides qui correspondent à la marge sud d'Ibiza et au bloc sud Minorque. Les segments raides montrent un amincissement crustal très rapide, et on n'y observe pas de blocs basculés ou d'autres structures extensives héritées du rifting. Les observations en sismique réflexion dans la zone sud du chenal d'Ibiza montrent des blocs basculés d'orientation NE-SO à pendage SE. Ces blocs actifs révèlent une phase extensive miocène avec rejeu post Crise de Salinité Messinienne. Il est difficile de relier la formation de ces blocs basculés à l'ouverture du bassin de Valence ou à celle du bassin Algérien. Le dernier segment, à l'extrémité de la marge au bloc sud Minorque est caractérisé par au moins deux familles de failles normales, l'une NO-SE et l'autre plutôt NE-SO. L'histoire de ce bloc est beaucoup plus complexe et a probablement enregistré plusieurs phases d'extension (Liguro-Provençale, Algérien, Kabylie) qui se sont superposées dans le temps et dans l'espace. Ces deux segments sont marqués par un amincissement crustal moins rapide que sur les deux segments raides. Nous les interprétons comme des segments divergents liés à une première phase d'ouverture NO-SE. Les deux autres segments sont associés à un mouvement NE-SO qui remobilise le bloc sud Minorque en marge divergente.

Dans le bassin Algérien, les données magnétiques mettent en évidence plusieurs groupes d'anomalies qui associées aux modèles gravimétriques, permettent de proposer comment la croûte océanique s'est créée dans le bassin Algérien. La géométrie des anomalies magnétiques suggèrent que l'ensemble du bassin Algérien s'est ouvert principalement selon une direction NE-SO. Ces anomalies peuvent être regroupées en deux corridors océaniques distincts. Le premier correspondant à la zone est-Algérie où les anomalies magnétiques sont les plus nettes.

Ce corridor et les linéations magnétiques suggèrent une dérive probable des Kabylies vers le SO durant l'ouverture du bassin. Le second corridor où les anomalies magnétiques ne forment pas des linéations claires, est limité par les différents segments raides de la marge Baléares mais aussi ceux de la marge Algérienne. Ces segments interprétés comme des segments de marges transformantes, ainsi que l'orientation des linéations magnétiques, nous ont permis de proposer un modèle cinématique confirmant la dérive vers l'ouest du domaine d'Alboran comme suggéré par de nombreux auteurs.

Cet article a été accepté et est sous presse au Bulletin de la Société Géologique de France.

Evidence for Transform Motion along the South Balearic Margin and Implications for the Kinematics of Opening of the Algerian Basin

Driussi Olivier, Briaïs Anne, Maillard Agnès.

Géosciences Environnement Toulouse (GET), Observatoire Midi Pyrénées, Université de
Toulouse, CNRS, IRD, 14 avenue E. Belin, F-31400 Toulouse, France.

Abstract

Two major types of kinematic models have been proposed to explain the opening of the Western Mediterranean basins (Liguro-Provençal and Algerian basins, and Valencia Trough). In one type of models, all continental blocks bounding the basins drift to the southeast, driven by the rollback of the Tethys subduction slab. In the other models, the Alboran domain drifts to the southwest, implying a westward rollback of the broken subducting slab and a NE-SW opening of the Algerian basin. In most models, however, the structure of the Balearic Promontory was not taken in account, despite its key location at the boundary of the three major basins. We use a large seismic database coupled to gravity and magnetic anomaly analyses with the aim of understanding the nature and structure of the South Balearic margin. The constraints brought by the new analyses allow us to suggest a new scenario for the opening of the Algerian basin.

Seismic profiles show that the South Balearic margin is composed of four segments with different morphologies and crustal structures. Two segments, the Mazarron and the Emile Baudot Escarpments, are characterized by steep scarps and sharp crustal thinning. The two other segments, the South Ibiza and South Menorca margins, have a smoother bathymetry and crustal thinning. We interpret the former in terms of transform margins, and the latter as divergent margins. The distribution of faults on the passive margin segments suggests that they have recorded at least two phases of deformation. A first phase of opening, probably in a NW-SE direction, affected the south Balearic margin, and possibly created some oceanic floor. The existence of the transform margin segments and the prominent NW-SE orientation

of the magnetic lineations in the eastern Algerian basin suggest that most of this basin opened in a NE-SW direction, in different oceanic corridors. The two eastern corridors formed by the southwestward drift of the Kabylies. The western corridor, bounded by the transform segments of the South Balearic margin and the Algerian margin, results from the SW drift of the Alboran domain, as suggested by previous authors.

Keywords: South Balearic margin, Algerian basin, seismic reflexion profiles, gravity models, magnetic, kinematics, transform margin.

Evidences d'un mouvement transformant le long de la Marge Sud-Baléares et implications pour la cinématique d'ouverture du Bassin Algérien

Résumé

Deux grands types de modèles cinématiques ont été proposés pour expliquer l'ouverture des bassins de la Méditerranée occidentale (Bassins Liguro-Provençal et Algérien, et fossé de Valence). Dans un type de modèles, tous les blocs continentaux limitant les bassins dérivent vers le sud-est, tirés par le retrait de la subduction de la plaque Téthysienne. Dans les autres modèles, le domaine d'Alboran dérive vers le sud-ouest, impliquant un retrait vers l'ouest de la subduction d'une partie de la plaque Téthysienne déchirée. Dans la plupart de ces modèles, cependant, le promontoire Baléares n'est pas pris en compte, et ce, malgré sa position clé à la frontière des bassins majeurs. Nous utilisons une large base de données sismique couplée à une analyse des anomalies gravimétriques et magnétiques dans le but de comprendre la nature et la structure de la marge sud-Baléares. Les contraintes apportées par les nouvelles analyses nous permettent de proposer un nouveau scénario pour l'ouverture du bassin Algérien.

La sismique réflexion montre que la marge sud-Baléares est composée de quatre segments qui diffèrent en termes de morphologie et de structure. Deux segments, les escarpements de Mazarron et d'Emile Baudot, sont caractérisés par des escarpements abrupts ainsi que par un rapide amincissement crustal. Les deux autres, les marges au sud d'Ibiza et de Minorque, montrent une bathymétrie moins abrupte et un amincissement crustal plus progressif. Nous interprétons les deux premiers segments comme des marges transformantes et les deux derniers segments comme des marges divergentes. La distribution des failles sur les segments

de marges divergentes suggère qu'elles ont enregistré au moins deux phases de déformation. Une première phase d'ouverture, probablement orientée NO-SE, a affecté la marge sud-Baléares et créé de la croûte océanique. L'existence de segments transformants et l'orientation clairement NO-SE des linéations magnétiques de l'est du Bassin Algérien suggèrent que ce bassin s'est ouvert principalement suivant une direction NE-SO, formant différents corridors océaniques. Nous proposons que les corridors de l'est du bassin se soient probablement formés par une dérive vers le sud-ouest des Kabylies. Le corridor ouest, limité par les segments transformants de la marge sud-Baléares et par la marge algérienne, résulte de la dérive vers l'ouest du domaine d'Alboran, comme suggéré par de précédentes études.

Mots-clés : Marge sud-Baléares, Bassin Algérien, profils sismiques, modèles gravimétriques, cinématique, marges transformantes.

III.5.1. Introduction:

The Western Mediterranean is a complex area composed of several basins, floored by oceanic (Liguro-Provençal, Algerian and Tyrrhenian basins) or thinned continental lithosphere (Valencia Trough, West Alboran basin), surrounded and separated by thrust belts (Betic-Rif, Tell, Apennines, Alps) (Fig. III.24). This complex setting results from the interaction between orogenic and extensional processes, within the framework of the convergence between Africa and Eurasia. A large number of local and regional studies, and reconstruction models of the evolution of the Western Mediterranean, have been presented in a vast literature. It is commonly accepted that widespread extension started in Oligocene time when the convergence between Africa and Eurasia slowed down and the northward subduction of the old oceanic Tethys lithosphere started to retreat (e.g., Tapponnier, 1977; Malinverno and Ryan, 1986; Royden, 1993; Lonergan and White, 1997). Back-arc extension led to the fragmentation of the Mesozoic-Early Cenozoic Alpine orogenic belt into different continental blocks (Bouillin et al., 1986) whose migration allowed for the opening of the Neogene basins (e.g., Rehault et al., 1984).

The nature of the crust in the different basins has been partly constrained by geophysical studies. The motion of continental blocks has been constrained by paleomagnetic measurements, and the location of subduction zones has been evidenced by the associated volcanism, the seismicity, and the seismic tomography. Based on these observations, two types of models of palinspastic reconstructions have been proposed for the Western Mediterranean (Fig. III.25). All models agree on two points: (1) the NW-SE opening of the Liguro-Provençal basin, with the counterclockwise rotation of Corsica and Sardinia; (2) the important role of the North Balearic Fracture Zone (Mauffret et al., 1995), located east of Menorca and representing the boundary between the Valencia Trough or the Algerian Basin to the west and the Liguro-Provençal Basin to the east (Fig. 1). The models differ on the kinematics of opening of the Algerian Basin and the behavior of the retreating subduction.

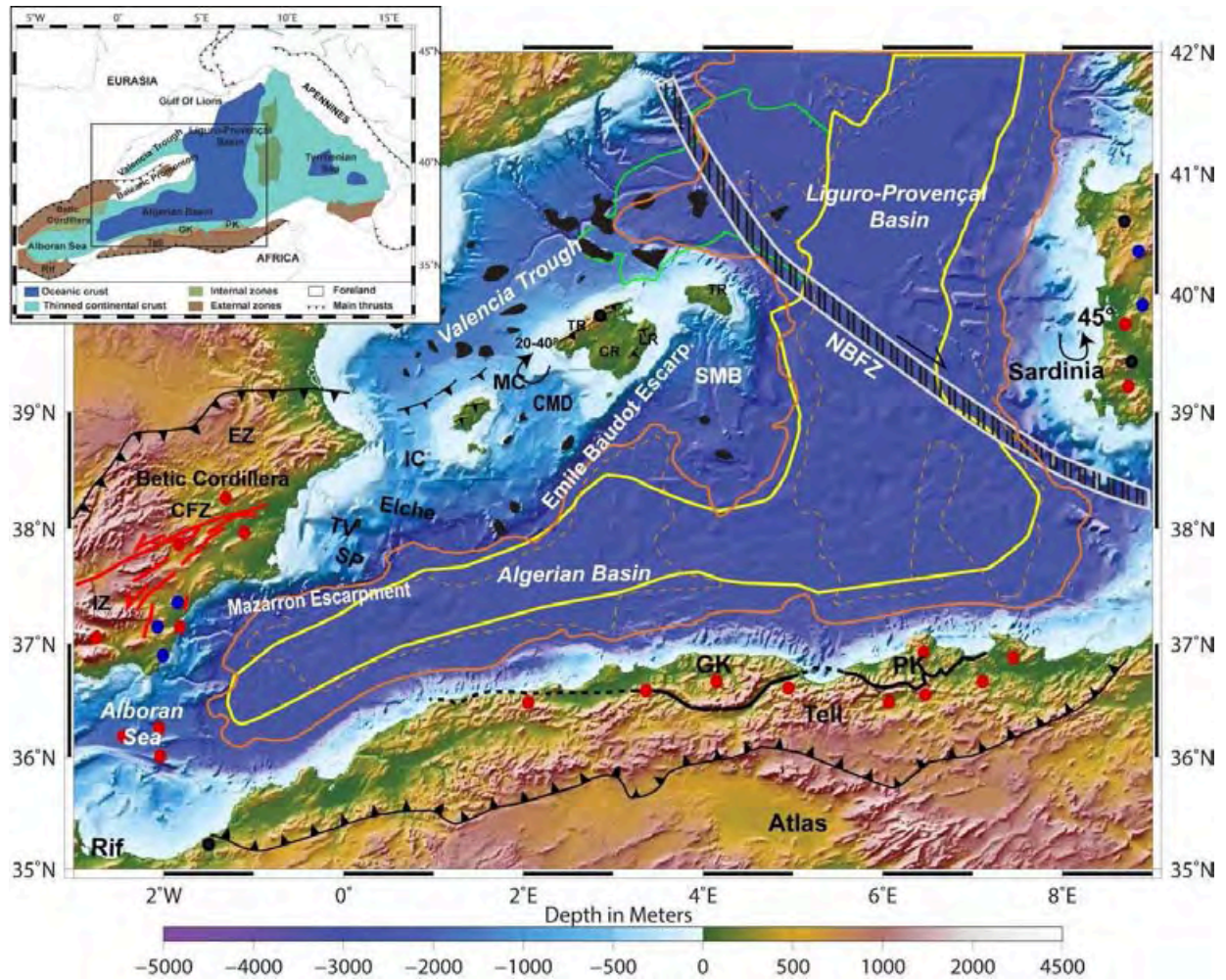


Figure III. 24: Bathymetric map of the Balearic area and major geological features of the basins and surrounding thrust belts. Black shapes are volcanic areas (from Maillard et al., 1992). Arrows show paleomagnetic rotations (from Parès et al., 1992; Rehault et al., 1984 and Gattacceca et al., 2007). Thick black line is ocean-continent boundary and thin black line is continent-transition crust boundary (both from Mauffret et al., 1995 and Mascle et al., 2012). Blue, red and black dots are Late Miocene, Middle Miocene and Oligocene-early Miocene volcanics, respectively (from Rosenbaum et al., 2002 and Carminati et al., 2012). Orange solid line marks the extension of the Messinian halite, and orange dashed line that of the diapirs (from Lofi et al., 2011). TR: Tramuntana ranges; LR: Llevant ranges; CR: Central ranges; TV: Torre Vieja half-graben; SP: San Pedro Basin; SMB: South Menorca Block; CFZ: Crevillente Fault Zone; EBE: Emile Baudot Escarpement; NBFZ: North Balearic Fault (from Gueguen et al., 1998); IC: Ibiza Channel; CMD: Central Mallorca Depression. IZ: Internal Zone; EZ: External Zone; GK: Grande Kabylie; PK: Petite Kabylie.

The first type of model (Fig. III.25, A) suggests that the Valencia Trough, the Liguro-Provençal and the Algerian basins opened in a similar, ~NW-SE direction, at different times (Boccaletti and Guazzone, 1974; Rehault et al., 1984; Gueguen et al., 1998; Verges and Sabat, 1999; Zeck, 1999; Rosenbaum et al., 2004; Guerrera et al., 2005; Schettino and Turco, 2006; Vergès and Fernandez, 2012; Carminati et al., 2012). The Liguro-Provençal Basin and the Valencia Trough formed in the late Oligocene-early Miocene as a result of the eastward roll-back of the Calabrian slab and the rotation of the Corso-Sardinian block (CSB) (Rehault et al., 1984; Gattacecca et al., 2007). The Algerian Basin opened in the middle Miocene due to the southward migration of the Maghrebian trench. This type of model suggests no westward motion of continental block (Rehault et al., 1984; Verges et Sabat, 1999; Zeck, 1999; Guerrera et al., 2005; Schettino et Turco, 2006; Vergès and Fernandez, 2012) or a very limited westward motion compared to the southward one (Facenna et al., 2004; Jolivet et al., 2008).

In the second type of model (Fig. III.25, B), the Valencia Trough and the Liguro-Provençal basins open in a NW-SE direction, but the Algerian basin opens in a NE-SO or E-W direction, as a result of the westward drift of the Alboran domain driven by the westward-retreating Gibraltar slab (Andrieux et al., 1971; Frizon de Lamotte et al., 1991; 2000; 2008; Rosenbaum et al., 2002; Mauffret et al., 2004; Wortel and Spakman, 2004; Bezada et al., 2013; Medaouri et al., 2014; Van Hinsbergen et al., 2014) or dragged by a mantle flow (Mattauer, 2007). Some of these models also include an episode of NS extension (Frizon de Lamotte et al., 1991; 2000; 2008; Rosenbaum et al., 2004).

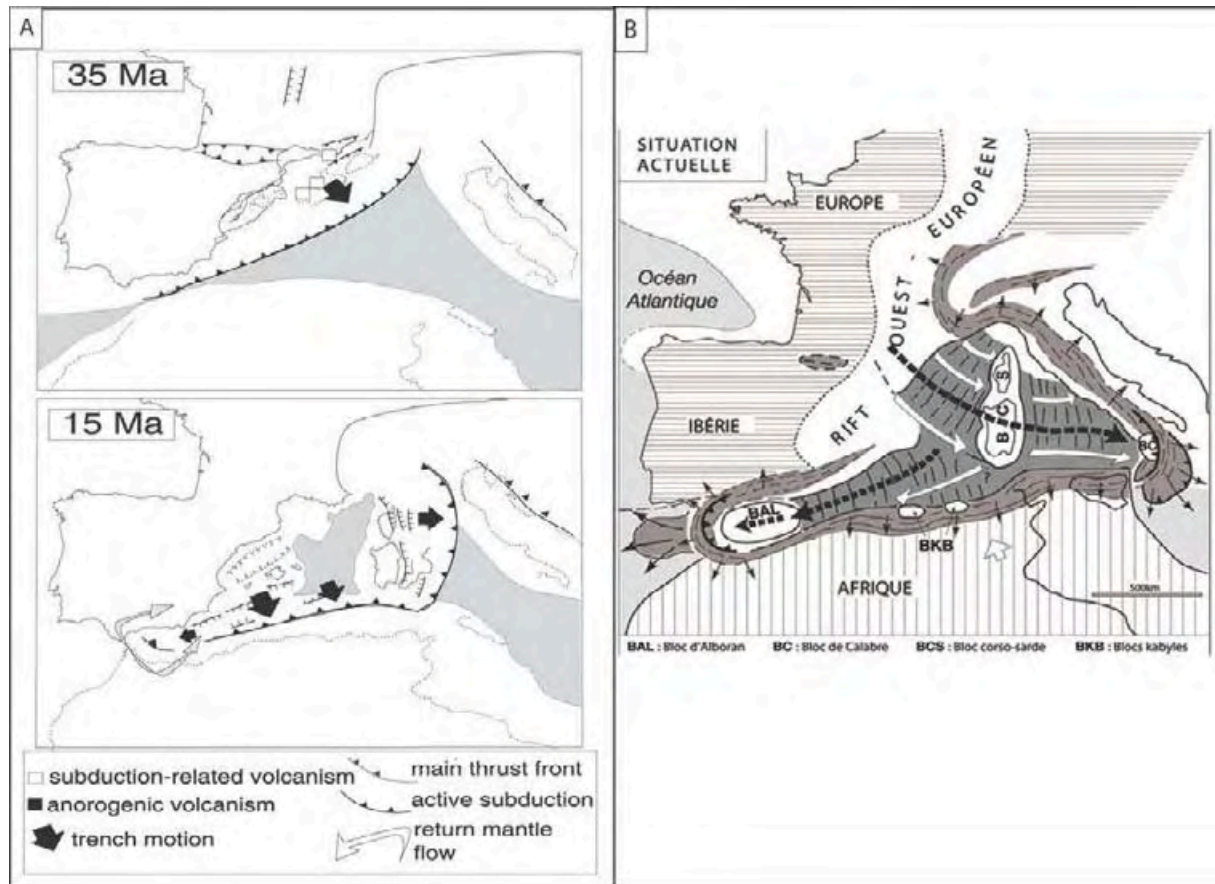


Figure III. 25: : Illustrations of the two main types of models proposed for the opening of the Western Mediterranean Basin. A. General NW-SE opening (Zeck et al., 1999). B. Westward opening of the Algerian basin (Mattauer, 2007).

While many studies have been conducted in the Liguro-Provençal basin and the Alboran Sea, the Algerian Basin and Balearic Promontory have been less surveyed. Interestingly, most geodynamic models do not clearly deal with the opening of the eastern Algerian Basin (Biju-Duval et al., 1978; Lonergan and White, 1997; Gueguen et al., 1998; Michard et al., 2006; Jolivet et al., 2009; Carminati et al., 2012). The regional kinematics and chronology of opening of that area are still debated. Understanding the nature of the south Balearic margin is a key question to constrain the kinematics of the Algerian basin. In particular, the different models imply either divergent or transform motion along the southern margin of the Promontory. Constraining the motion along this margin thus helps choosing between the two types of kinematic models. We present a study of the Balearic Promontory, using a large set of seismic reflexion profiles, as well as models of gravity anomalies across the margins, to describe its morphology, crustal structure and deformation. Our analysis leads to a new interpretation of the south Balearic margin. We also integrate the observations of the magnetic

anomaly lineations in the Algerian basin in the discussion, because they constrain the kinematics of the eastern Algerian basin. The compilation of these observations allows us to suggest a new reconstruction of this part of the Western Mediterranean basin, which is more consistent with all geological and geophysical data.

III.5.2. Regional geological and geodynamical settings

III.5.2.1. The Western Mediterranean sub-basins

The Balearic Promontory separates the Valencia Trough from the Algerian Basin, and is bounded to the east by the Liguro-Provençal basin. These basins have distinct morphologies and structures. They also have different histories, which have been partly shared with that of the Balearic Promontory.

The Liguro-Provençal Basin is floored by stretched continental crust and oceanic crust narrowing to the northeast (Fig. III.24) (Bayer et al., 1973; Le Douaran et al., 1984; Burrus, 1984; Chamot-Rooke et al., 1997). It is limited to the southwest by the North Balearic Fracture Zone (e.g., Maillard et al., 1992). It results from the rotation during Oligo-Miocene times (23–15 Ma) of Corsica with respect to Provence, and of Sardinia with respect to the Gulf of Lions (Rehault et al., 1984; Speranza et al., 2002; Gattacceca et al., 2007).

The Valencia Trough (Fig. III.24) is formed by stretched continental crust with widespread volcanism (Pascal et al., 1992; Torne et al., 1992). It has been interpreted to be an aborted Oligo-Miocene continental rift (Gelabert et al. 1992; Maillard et al., 1992, Mauffret et al., 1992, 2004). A second phase of volcanism occurred during Late Miocene–Quaternary, especially along the transverse zones (Rivière et al., 1981; Marti et al., 1992; Maillard and Mauffret, 1993, 1999).

The Algerian Basin is narrow in the west, widening in its eastern part, and is almost entirely covered by a thick layer of Messinian evaporites, including 1500 m of halite (Fig. III.24). Refraction profiles show that the crust in the Algerian basin is 5.5 to 6 km thick and is oceanic in nature (e.g., Vidal et al., 1998; Catalano et al., 2000; Hübscher et al., 2010). Moreover, they describe an abrupt crustal thinning across the Mazzaron and Emile Baudot scarps, while the thinning is more progressive in the Ibiza Channel (Hübscher et al., 2010). The western and eastern parts of the basin are separated, south of Menorca Island, by a

basement high, called the Hannibal ridge and interpreted to be a relict oceanic spreading center by Mauffret et al. (1995, 2004).

The Alboran Sea and the adjacent Betic-Rif belt result from the westward motion of the Alboran domain, still currently active (Bouillin et al., 1986; Frizon de Lamotte et al., 1991; Lonergan and White, 1997; Mauffret et al., 2004; Duggen et al., 2008; Gutscher et al. 2002, 2012). The crustal nature of the Alboran Sea is similar to the internal zone of the Betics observed on land (Platt and Vissers, 1989; Comas et al., 1996). The central Alboran Sea displays mainly Miocene tholeiitic magmas and the surrounding area (western Alboran) displays Miocene calc-alkaline magmas (Duggen et al., 2008). These observations are consistent with the presence of an eastward-dipping slab retreating westward.

Africa is currently converging toward Europe at a 5 mm/yr rate (DeMets et al., 1990; Nocquet and Calais, 2003; Serpelloni et al., 2007). The deformation is mainly localized in the thrust belts of North Africa. It appears to affect the Balearic Promontory only west of Ibiza (Serpelloni et al., 2007). This region shows recent strike-slip and normal faults, as well as numerous mass-wasting structures (Acosta et al., 2002, 2004a, 2004b; Lastras et al., 2004; Camerlenghi et al., 2009; Maillard and Mauffret, 2013). The thrusts belts surrounding the Western Mediterranean basins (Betics, Rif, Tell) result mainly from the closure of the old Tethysian oceanic domain. The associated subducting slabs are observed in the seismic tomography images, and in the distribution of the earthquakes (e.g., Spakman and Wortel, 2004; Serpelloni et al., 2007; Van Hinsbergen et al., 2014)

III.5.2.2. The Balearic Promontory

The Balearic Promontory is a 400 km-long, 110 km-wide, NE-SW-trending continental high (Fig. III.24). It includes four major islands: Ibiza and nearby Formentera, Mallorca and Menorca, surrounded by a shallow (100 m deep) and narrow continental platform, and separated by two lows, the Ibiza channel between mainland Spain and Ibiza and the Mallorca Channel between Mallorca and Menorca Islands (IC and MC on Fig. III.24). Of the two bathymetric lows, the Ibiza channel is the deepest (800 m) and widest (25 to 45 km) (Acosta et al., 2001; Acosta et al., 2013). The Mallorca Channel includes the Central Mallorca Depression (Acosta et al., 2004a), which is limited to the south by the crest of the Emile Baudot Escarpment (EBE). The northern Balearic margin is a NE-SW-trending steep scarp. The southern Balearic margin displays four segments: two very steep scarps, Mazarron and

Emile Baudot, and two more gently-deepening segments in the Ibiza Channel and the South Menorca block (SMB). The southeastward continuation of the SMB is the basement high described as the Hannibal ridge (Mauffret et al., 1995, 2004). The eastern boundary of the Balearic Promontory east of the SMB is the North Balearic Fracture Zone (NBFZ).

The Balearic Promontory is one of the small continental blocks which detached from the Eurasian margin behind the retreating Tethysian subducting slab: the Corsica, Sardinia, Balearic Islands and the AlKaPeCa (Alboran-Kabylies-Peloritan-Calabria, Bouillin et al., 1986) and is, thus, the result of the complex interaction of both shortening and extensional events during the Miocene. It underwent Oligo-Miocene extension related to the formation of the Valencia Trough, but also thrusting related to the formation of the external Betic-Rif belt, an Oligocene to middle Miocene thrust belt extending from the Gibraltar arc to the Balearic Promontory (Bourrouilh, 1973; Ramos Guerrero et al., 1989; Sanz de Galdeano et al., 1990; Fontboté et al., 1991, Roca et al., 2001, Sabat et al., 2011) (Fig. III.24). Observations on the Balearic Islands, mainly on Ibiza and Mallorca Tramuntana, Central and Llevant ranges, show Mesozoic units thrusting Cenozoic units, along thrusts trending ESE-WNW with a top-to-the-northwest motion (Canals et al., 1992; Durand-Delga et al., 1980; Fourcade et al., 1982; Gelabert et al., 1992, 2004; Sabat et al., 2011). Offshore, Betic thrusts have also been observed north of Ibiza or Mallorca (Maillard et al., 1992; Maillard and Mauffret, 1993; Roca and Guimera, 1992). It is still debated whether the thrusts affect the whole margin (Roca and Guimera., 1992; Roca et al., 2001; Gelabert et al., 1992) or stop near Mallorca (Maillard et al., 1992; Mauffret et al., 1992). A paleomagnetic study showed that during this event the island experienced a clockwise rotation (Fig. III.24) (Parès et al., 1992).

The Balearic Promontory then underwent a post-orogenic extensional event from the late Serravalian (Cespedes et al., 2001) to Recent, associated to a second clockwise rotation of the Promontory (Parès et al., 1992). This event led to the formation of Miocene basins outcropping on the different islands such as the Palma graben and also affected the northern Balearic margin (Maillard et al., 1992; 2014). The main extension direction is WNW-ESE but locally a secondary axis is consistent with an ENE-WSW direction (Sabat et al., 2011). Local compression events occurred at the same times on Ibiza (Durand-Delga et al., 1980; Fourcade et al., 1982) or on Menorca (Bourrouilh, 1973).

A NE-SW refraction profile along the Balearic Promontory (blue stars on Fig. III.26, Banda et al., 1980) shows that the Promontory consists of continental crust, with an average

thickness of 22 km and velocities ranging from 6 km/s in the upper crust to 6.6 km/s in the lower crust. Banda et al. (1980) also show that the lower crust seems to have a constant thickness of 10 km. Other models confirmed this crustal structure and the rapid crustal thinning to the south (Ayala et al., 2003; Schettino and Turco, 2006).

III.5.3. Datasets and methods:

To study the shallow sedimentary and crustal structures of the margin, we analyzed a large seismic database (Fig. III.26). It includes academic profiles from former cruises: BAL84 (Curzi et al., 1985), VALSIS2 (Mauffret et al., 1992; Torné et al., 1992; Pascal et al. 1992). New academic lines were added: CARBMED (Hübscher et al., 2010; Just et al., 2011), SIMBAD (Driussi et al., 2014). Industrial profiles includes old data: RAY (Mandrel Industry, 1972), ALE (Total, 1974), Map (ENIEPSA, 1977), Meds (ENIEPSA, 1977) and SH (Sonatrach, 1977). The majority of these ancient surveys can be found on the Spanish Geological Survey database: SIGEOF (www.igme.es). Most of the seismic profiles were transformed from a tiff format associated with a navigation text file into SEG-Y format using the Image2Sgy software, a free SEG-Y tool developed at the Institute of Marine Sciences of Barcelona (Farràn, 2008). The profiles were then integrated into a Kingdom Suite project for comparison and interpretation.

For each profile, we distinguished the main horizons characterizing the structure of the margins: the seafloor, the base and top of the unit related to the Messinian Salinity Crisis (MSC), and the top of the acoustic basement. We then separated four seismic units based on their seismic facies, the most prominent facies being that of the Messinian unit:

- the Plio-Pleistocene unit (PP unit), above the MSC unit
- the MSC unit, or its time equivalent Messinian Erosion Surface (MES) when MSC deposits are absent. The MSC unit is separated into 2 sub-units, the MSC Upper Unit and the MSC Mobile Unit (respectively UU and MU for the halite layer, Lofi et al., 2011)
- the pre-MSC unit that is mostly Miocene in age but possibly older (Oligocene)
- the acoustic basement, which is characterized by a chaotic facies, and includes either igneous rocks or Mesozoic sediment. This basement represents the pre-tectonics

units. It sometimes displays internal horizons which must be related to the Mesozoic sediment, but most often the old sediment cannot be distinguished from igneous basement.

The seismic interpretations have been tied with the wells available in the region: DSDP sites 123, 122, 124 and 372 (Hsü et al., 1973, Hsü et al., 1978), ODP site 973 and 975 (Comàs et al., 1996) (green stars on Fig. 3) and industrial wells located on the eastern Spanish margin (Ochoa et al., 2014). The seismic interpretations were also adjusted to ensure consistency with published seismic lines at crossing points (Maillard et al., 1992; Roca and Guimera, 1992; Sabat et al., 1997; Gallart et al., 1994; Acosta et al., 2001b; Just et al., 2011). All major faults and volcanic structures have been mapped. The seismic lines are presented in time sections. To convert the velocity in depths and compile the depth to basement map, we use a velocity of 1.5 km/s in the seawater, and the sediments velocity are from Maillard et al. (1992) based on the study of detailed depths vs time curves and data from wells and ESP (Pascal et al., 1992).

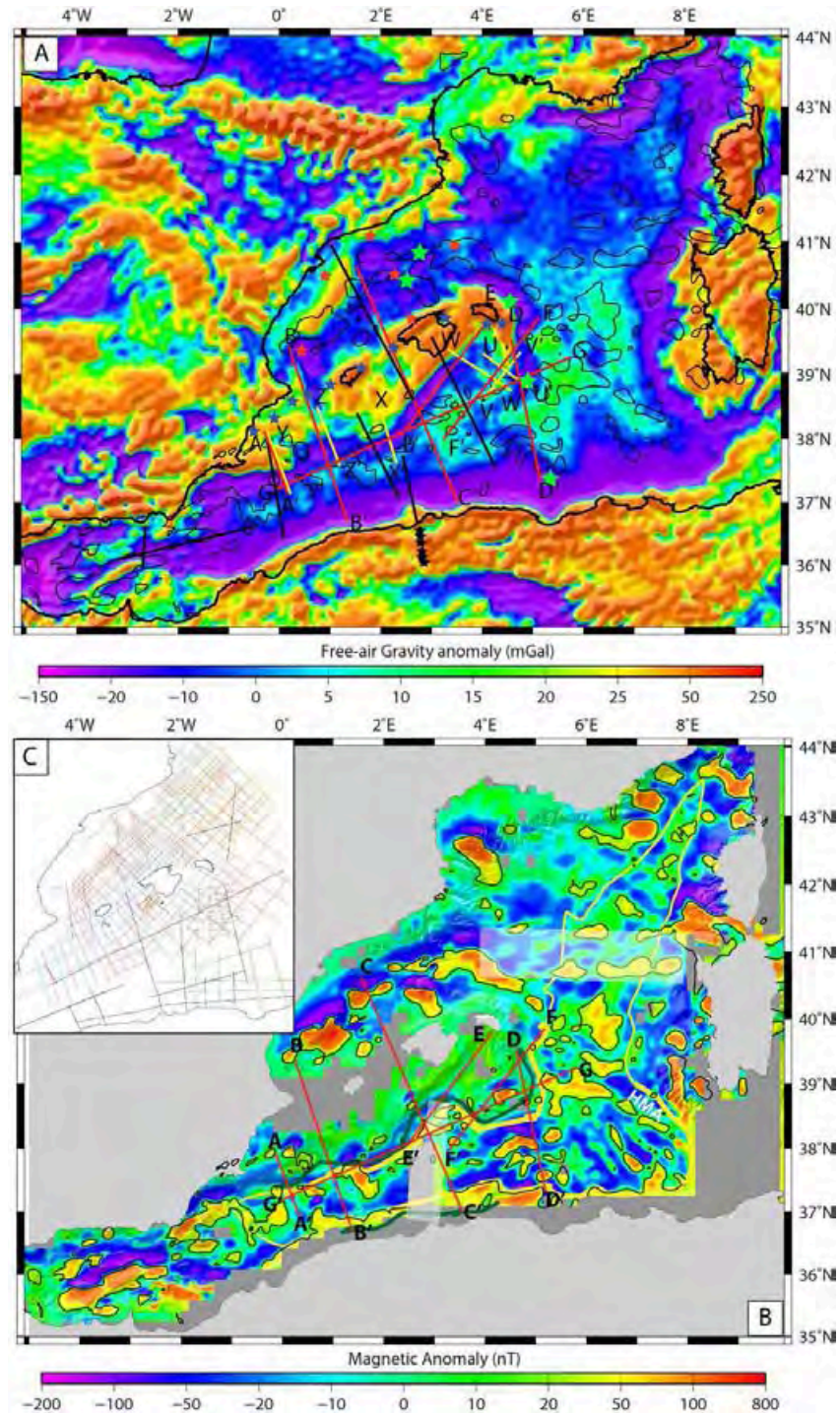


Figure III. 26: A. Free-air gravity anomalies (from Bonvalot et al., 2012), showing crustal data. Black lines: ESCI profiles (Gallart et al. 1994; Vidal et al., 1998), Meteor Profiles (Huebscher et al. 2010), and Spiral Profile (black stars on-shore, Lepretre et al. 2012). Blue stars: Banda et al. (1980) Red lines: gravity models from this study. Yellow lines: seismic profiles. B. Magnetic anomalies (from Galdeano and Rossignol, 1977). Contours show magnetic values higher than 20 nT. The two white boxes highlight two gaps between the different aeromagnetic surveys and thus anomalies interpolated from scarcer data points). The

green line represents the boundary between continental and transitional crusts and the yellow one, the boundary between transitional crust and oceanic crust. C. P Position map of the seismic lines used for this study.

To study the deep crustal structure and main crustal boundaries, we analyzed the magnetic anomalies (from Galdeano et al., 1974; Galdeano and Rossignol, 1977), and the free-air gravity anomalies derived in the oceans from satellite altimetry (Bonvalot et al., 2012, Fig. III.26). We also performed 2-D modeling of the crustal structure along profiles across or along the Balearic Promontory and the South Menorca block. The shallow structure in the models is constrained by our interpretations of seismic profiles, as well as by previously published seismic data. The deep structure is constrained by ESP (Pascal et al., 1992) and some other refraction seismic profiles. Adjustment of the crustal structure along the models was performed using Geosoft Oasis Montaj GM-SYS. The density of each unit is calculated from the seismic velocities estimated from the refraction data (Banda, ESCI, ESP and the recent models from Ayala et al. (2003) or Schettino et Turco (2006)), using the “Nafe-Drake Curve” from Ludwig et al. (1970) and the subsequent models inferred from this equation (Christensen and Mooney, 1995; Brocher, 2005). The estimated densities for the sediments are 1.8, 2.0, 2.2, and 2.4 g/cm³ for the Plio-Pleistocene unit, the thin MSC Upper unit, the thick MSC Mobile unit and the pre-MSC unit, respectively. Densities for the upper and lower continental crust, transitional crust, oceanic crust and mantle are 2.8, 2.9, 2.85, 2.9 and 3.3 g/cm³, respectively. The aim of the models was to find a good fit between the observed free-air gravity anomalies and the ones calculated from the distribution of densities. The main variables were: the nature and thickness of the crust, that allow us to constrain the width and thickness of the continental, transitional, and oceanic crust along the profiles.

III.5.4. Results:

III.5.4.1. Structure of the southern Balearic margin

The structure of the margin is described from seismic profiles (Fig. III.26), which have been combined to provide the detailed structural map of the Balearic Promontory (Fig. III.27, C1 and C2). This structural map is presented in its Western Mediterranean context, combined to the larger depth to basement map (Fig. III.27) integrating the Valencia Basin (Maillard et al., 1992, 1999), and the Algerian basin (Mauffret et al., 2004). The deep structure and the nature of the crust have been constrained by the fit of free-air gravity anomalies on 2D models

whose shallow part corresponds to seismic profiles. We use the free-air gravity and the magnetic anomaly maps (Fig. III.26) to better locate the continent-ocean boundaries and to identify the main structures observed in the oceanic basins. A large part of the West Mediterranean ocean basin is covered by a thick evaporite layer (Fig. III.24). This layer makes it difficult to identify reflectors beneath the MSC salt where it is thick and affected by diapirs. Therefore, the bottom of the continental slope is often hidden, in particular along the steep scarps of Mazarron and Emile Baudot.

The southern margin of the Balearic Promontory is characterized by large variations of morphology and structure, defining four segments from west to east: the Mazarron Escarpment, the South Ibiza margin, the Emile Baudot Escarpment, and the South Menorca margin.

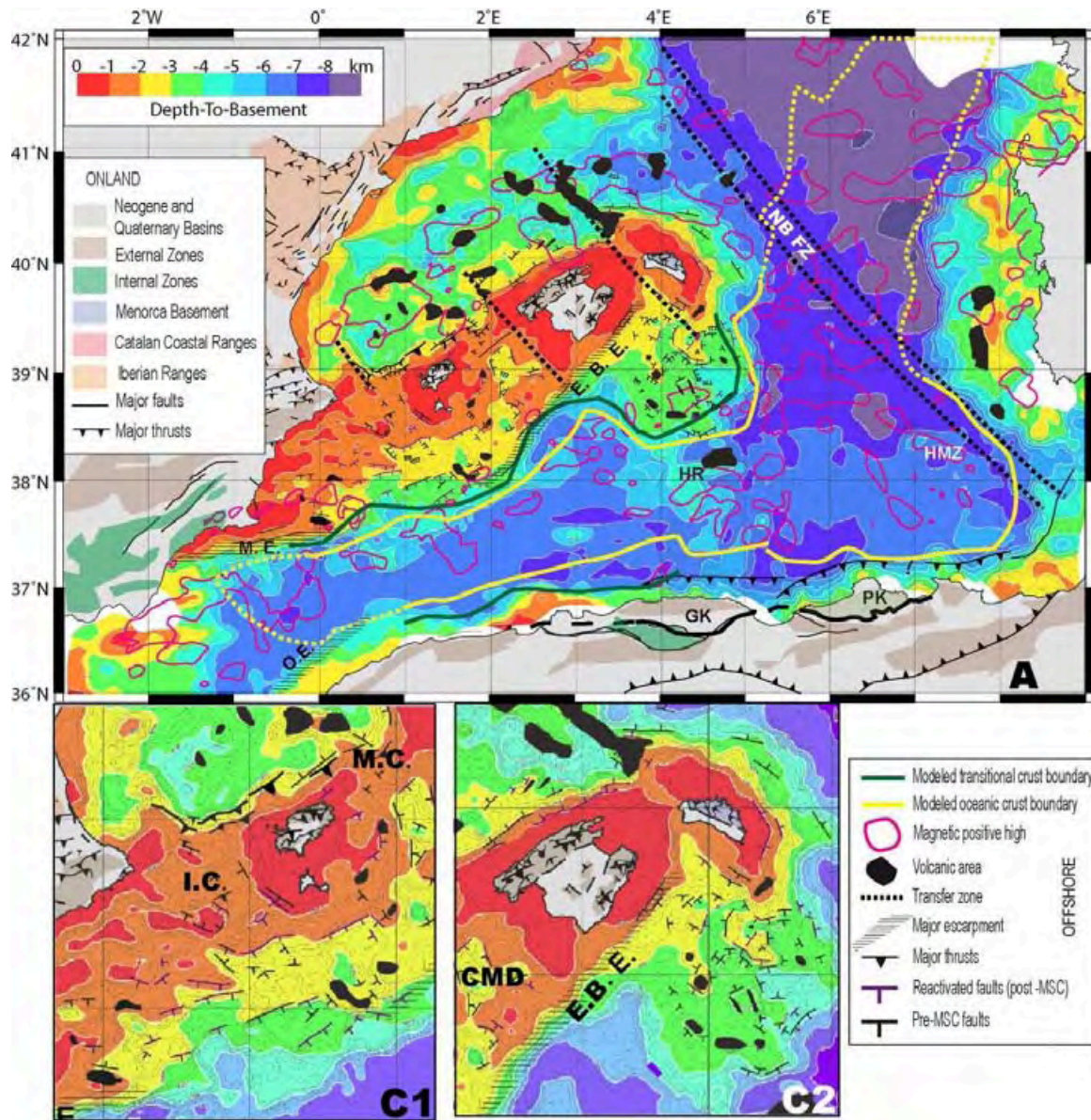


Figure III. 27: Structural map of the Western Mediterranean area. A: Depth to basement map from the Alboran Sea to the Sardinian margin. The basement faults, the depth-to-basement and the Messinian halite boundary are interpreted from the seismic database presented on the lower right corner (B). The thin dashed lines underline the transfer zones from Maillard et al. (1992). The green and yellow lines are continent-transition crust boundary and transition-ocean crust boundary, respectively. Pink lines are magnetic anomaly highs (from Fig. 3). The dashed yellow lines representing the oceanic crust boundary are modified from Medaouri et al. 2014 near the Alboran Basin and from Gueguen et al. 1998, Bache et al. 2010 for the Liguro-Provençal basin. The onland geological units are modified from Bartrina et al. (1992), Roca et al. (1992), Maillard and Mauffret (2013) for the Iberian

margin; the African margin is modified from Frizzon de Lamotte et al. (2009). GK: Grande Kabylie. PK: Petite Kabylie. HR: Hannibal Ridge. HMZ: Hamilcar magnetic zone. NBFZ: North Balearic Fracture Zone. EBE: Emile Baudot Escarpment. ME: Mazarron Escarpment. OE: Oran Escarpment. IC: Ibiza Channel. MC: Mallorca Channel. CMD: Central Mallorca Depression. C and D: Enlargements of A showing the Ibiza Channel and Mallorca/Menorca structures.

III.2.4.1.1. Mazarron Escarpment

The Mazarron Escarpment (ME) is a ~145-km-long, linear, E-W-trending scarp limiting the deep Algerian basin from the westernmost part of the Balearic Promontory (Alicante continental platform). It is marked both by a steep scarp in the bathymetry (1500 m vertical offset on average, Fig. III.24) and by a rapid deepening of the acoustic basement (Fig. III.27). It has a maximum height of 2400 m above the surrounding seafloor and a declivity from 14° to 31° (Acosta et al., 2013). The density of the available seismic lines is irregular in this area. The seismic profile across the ME (Fig. III.28, Y-Y') shows a 2.3 s TWT step in the basement (Fig. III.28, Zoom 1). No clear fault is observed, and we infer that the escarpment must be the result of a series of faults rather than a single one. A thick layer of MSC evaporites prevents us from following the basement south of the ME in the deep Algerian basin (Fig. III.28). Rare faults are observed on the Promontory north of the scarp, limiting the San Pedro Basin or the TorreVieja graben (Fig. III.28). In the San Pedro Basin, normal faults offset the acoustic basement and the pre-MSC sediments. The TorreVieja graben faults offset the basement and the MSC layers (Fig. III.28, Zoom 2). The faults are difficult to follow from one profile to another. They appear to have a small lateral extent (Fig. III.27). We also observe flexures which affect both the acoustic basement and the sedimentary layers on the Promontory (Cogedor high, Zoom 2, Fig. III.28). These folds result from the Pleistocene compression also marked by anticlines on the Alicante shelf (Cogedor and Tabarca highs, Maillard and Mauffret, 2011; Alfaro et al., 2013). Small volcanoes are observed on these highs (Fig. III.27), consistent with those mapped by Acosta et al. (2013).

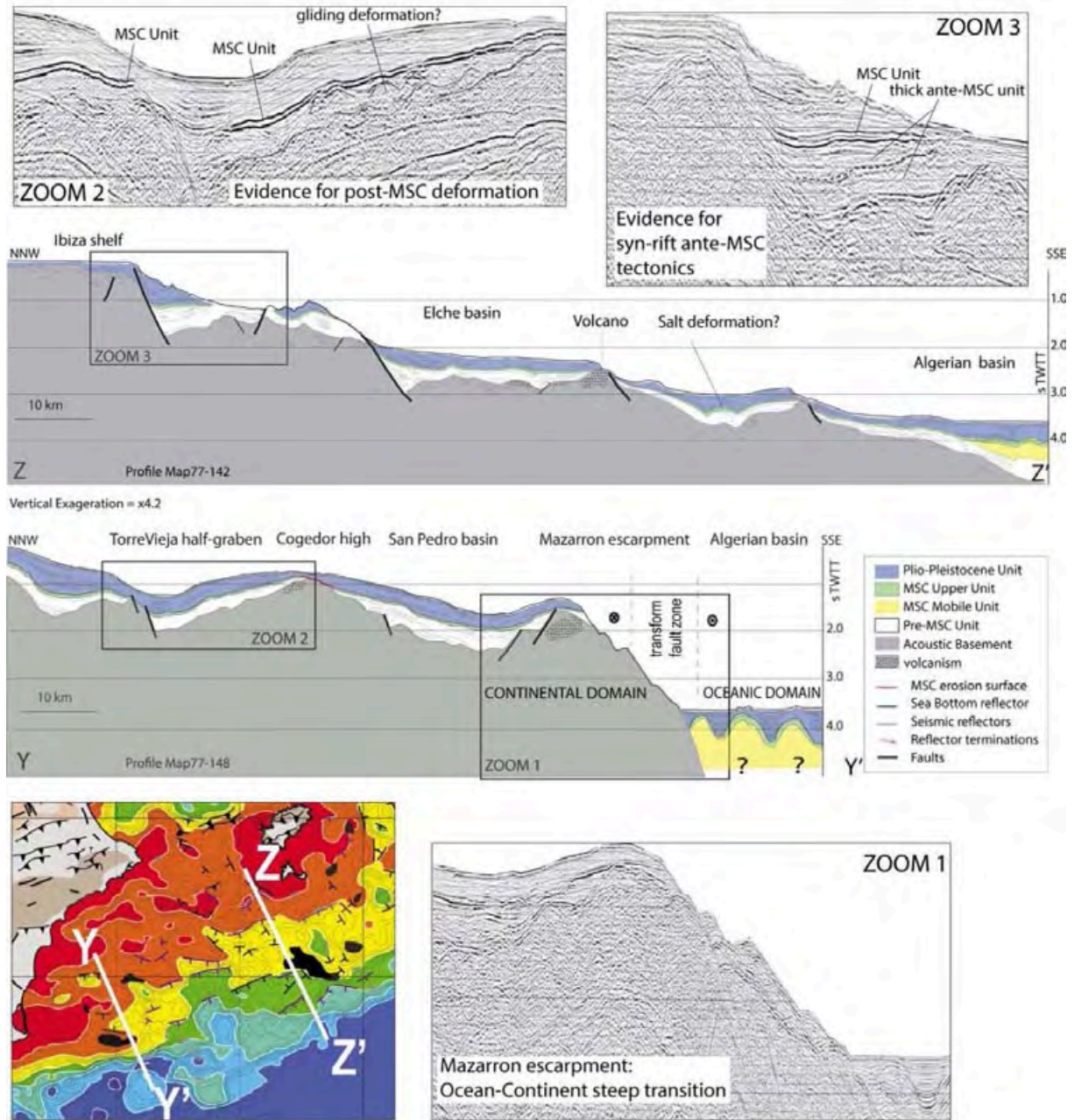


Figure III. 28: Illustrations of the Mazarron Escarpment and Ibiza Channel. Y-Y': Line drawing of the NNW-SSE Map77-148 profile crossing Mazarron Escarpment. Z-Z': Line drawing of the NNW-SSE Map77-142 profile crossing the Ibiza Channel. Vertical exaggeration = 4.2. Location of the profiles and detail of the depth-to-basement map are shown in lower left corner. Zoom 1 shows the seismic expression of the Mazarron Escarpment. Zoom 2 displays recent deformation in the Torre-Vieja graben, Zoom 3 illustrates ante-MSC extensional tectonics.

Modeling of the gravity anomalies suggests that the westernmost Balearic Promontory consists of a 20–22 km-thick continental crust (Fig. III.29, A-A'). The thickness of the upper crust appears to decrease from 13 to 10 km from N to S on the Promontory. The gravity anomalies are best explained by a southward change to transition crust and a rapid crustal thinning from 18 to 12 km across the Mazarron Escarpment. The transition crust rapidly thins oceanward from 12 to nearly 6 km in about 15 km. The Algerian basin is modeled with a 5 to 6 km-thick ocean crust (Fig. III.29, A-A') consistent with the previous studies (Vidal et al. 1998, Huebscher et al. 2010).

The morphology of the scarp and the abrupt thinning of the continental crust resulting in a sharp continent-ocean transition lead us to interpret this section of margin as a transform margin.

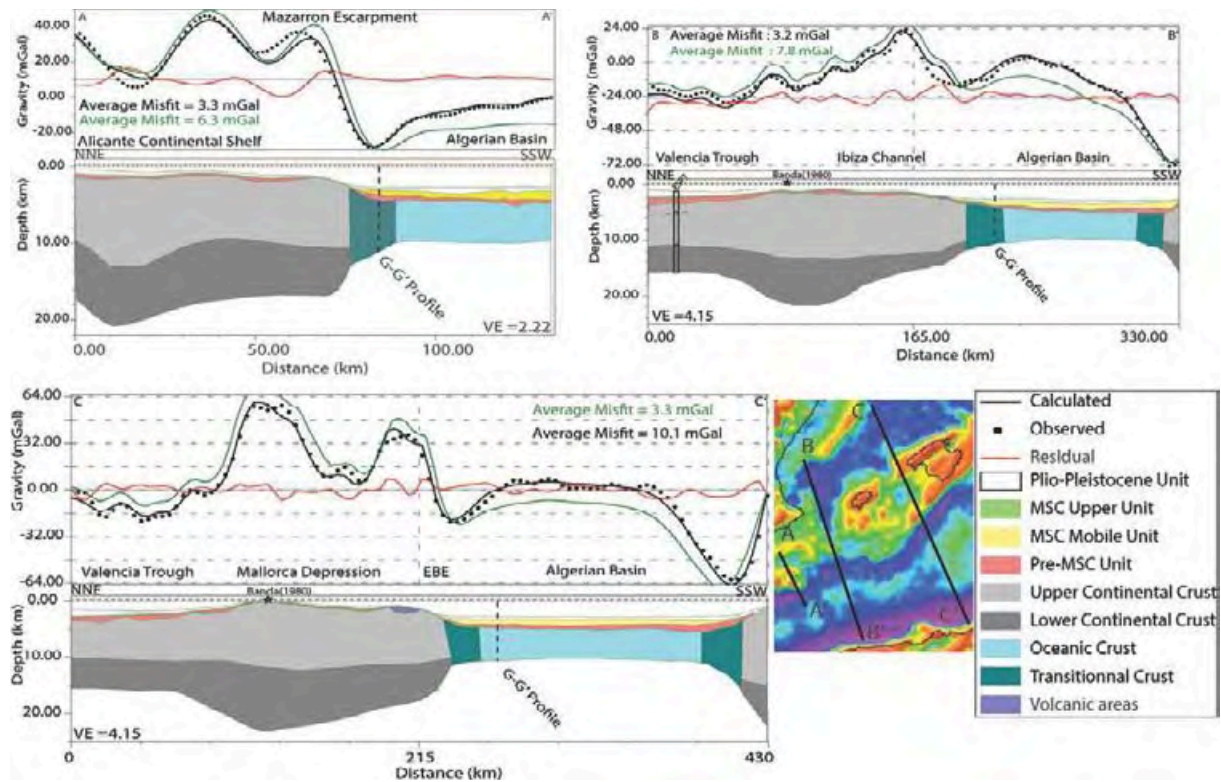


Figure III. 29: Gravity models along seismic profiles located on free-air gravity anomaly map. A-A': Model along Map77-148 profile across the Mazzaron Scarp. B-B': Model along Ray23, Meds77-30 and Sonatrach77-15 profiles across the Ibiza Channel. C-C': Model along Valsis805, Map77-132, Meds26 and Sonatrach77-20 profiles across the Mallorca Central Depression and the Emile Baudot Escarpment. Green line: Model considering continental crust in the Algerian Basin, showing a larger misfit.

III.2.4.1.2. Southern Ibiza margin

South of Ibiza and Formentera Islands, the Ibiza channel is characterized by a series of basins bounded by south-dipping faults, forming tilted blocks getting deeper toward the Algerian basin (Fig. III.27; Fig. III.28, Z-Z'). The overall structure of the Ibiza margin displays tilted blocks dipping to the SSE. The acoustic basement displays several steps, about 1 s TWTT each. The two northern basins present sedimentary fans in the pre-MSC unit which indicate syn-sedimentary, SSE-dipping faults (Fig. III.28, Zoom 3). The northern faults have a larger vertical throw, up to about 2 s TWTT. They affect the Pliocene, but do not reach the most recent sediments. The southern faults have smaller offsets but appear to be currently active. Some chaotic reflectors in the basement might be interpreted to be volcanoes.

The gravity modeling across the Ibiza margin (Fig. III.29, B-B') suggests that in the area the Promontory consists of a 10–22 km-thick continental crust. The top 5 km of the upper crust could be Mesozoic cover as observed on ESP-7 (Pascal et al., 1992), although the limit of the Mesozoic basin is unclear on the Balearic Promontory. The crust reaches its maximum thickness of 22 km in the shallowest part of the Promontory, and then progressively thins toward the south to reach 14 km near the Algerian Basin. The thickness of the upper crust appears to be nearly constant while the lower crust tends to thin down to 2 km (Fig. III.29, B-B'). A good fit is obtained with a 7 km-wide zone of 10 km-thick transition crust between 200 km and 230 km. The Algerian basin displays a 5 to 6 km-thick ocean crust. Our results are consistent with previous studies (Huebscher et al. 2010, Mascle et al. 2012).

III.2.4.1.3. Emile Baudot Escarpment

The Emile Baudot Escarpment (EBE) is a 180 km-long, linear, NW-SE trending segment, eroded by a complex canyon system and intruded by late Pliocene alkaline basalt (Acosta et al., 2001a, 2001b, 2004a, 2004b; Camerlenghi et al., 2009; Lüdmann et al., 2011). Its height varies from 1400 to 1600 m, and its declivity varies from 3 to 7° in the upper part of the scarp and from 6° to 12° in the lower part of the scarp (Acosta et al., 2001a).

The acoustic basement shows an abrupt deepening toward the Algerian basin near the CMD but is less steep directly south of Mallorca Island (Fig. III.28). West of 3°E, the EBE shows a morphology comparable to that of the Mazarron scarp, with a large step in the acoustic basement (almost 3 s TWTT) but no clearly identified faults (Fig. III.30, W-W'). The

crest of the EBE consists of an acoustic basement ridge which closes the Central Mallorca Depression (Fig. III.28; Fig. III.30, W-W'). The entire sedimentary pile onlaps the ridge, suggesting that the scarp formed in Miocene times (Fig. III.30, Zoom 2). The ridge is also marked by many volcanic pinnacles (Fig. III.28 and Acosta et al., 2001a). Widespread volcanic material along the scarp is also suggested by chaotic seismic reflectors and magnetic anomalies, especially near the Emile Baudot seamount (Fig. III.27 and Fig. III.30, profile W-W'). The toe of the scarp is concealed by a thick, deformed halite layer in the Algerian basin, preventing us from observing older deformation (Fig. III.24 and Camerlenghi et al., 2009). Near its crest, north-dipping, small-offset normal faults can be observed in the acoustic basement. The eastern part of the EBE offsets the narrow continental platform of the Promontory from the western part of the South Menorca Block (Fig. III.30, profile V-V'). Some deep reflections are observed in the acoustic basement of the SMB (Fig. III.30, zoom 1), which question the nature of this area.

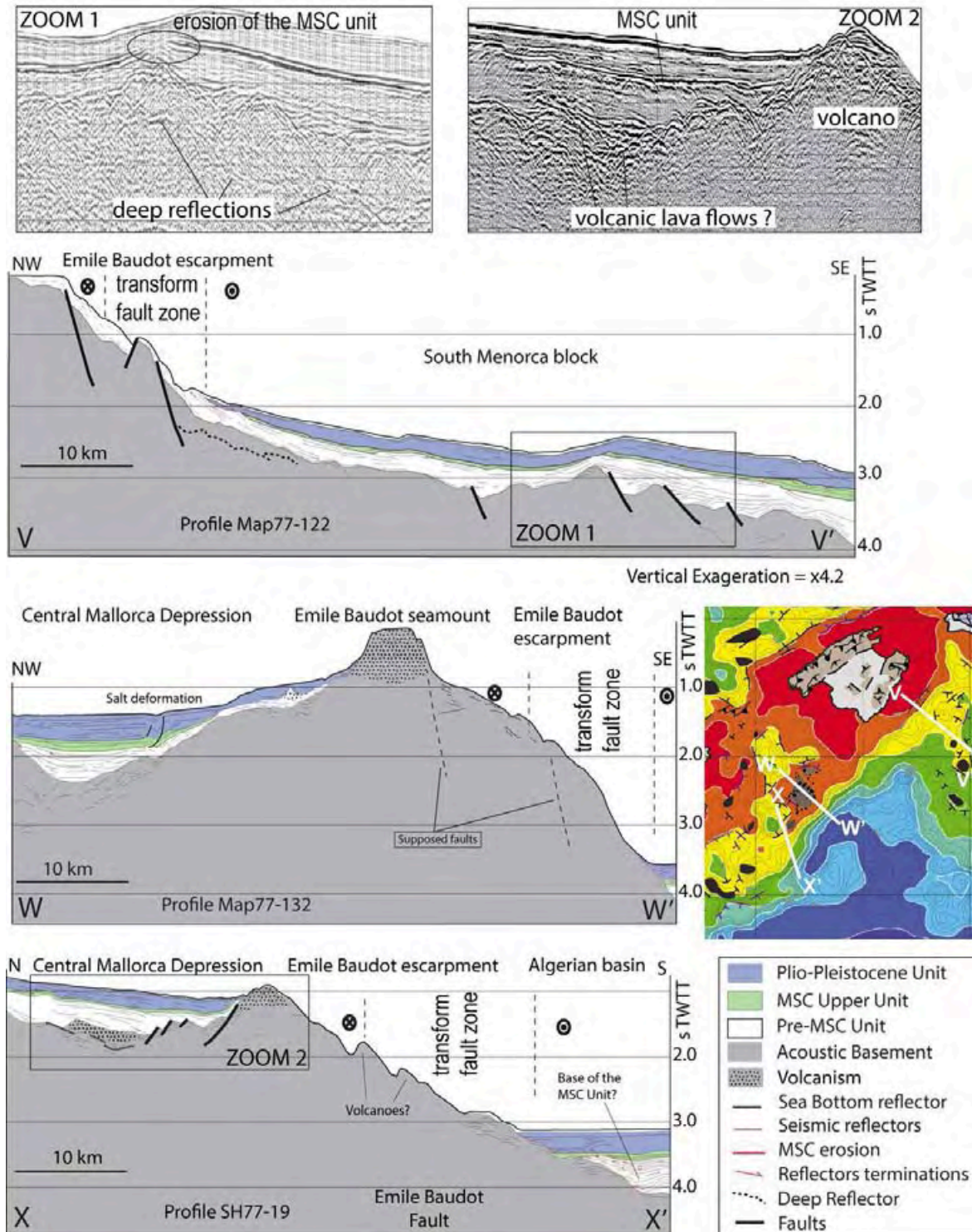


Figure III. 30: Illustrations of the lateral evolution of the Emile Baudot Escarpment (EBE). X-X': Line drawing of the N-S Sonatrach77-19 profile crossing the western end of the EBE. W-W': Line drawing of the NW-SE Map77-132 profile crossing the middle of the EBE. V-V': Line drawing of the NW-SE Map77-122 profile crossing the eastern end of the EBE. Vertical exaggeration = 4.2. Location of the profiles and detail of the depth-to-basement map are shown in right corner. Zoom 1 illustrates the recent reactivation on the South Minorca

Block (SMB), Zoom 2 shows the closure of the southern part of the Central Mallorca Depression (CMD) on the EBE.

Gravity modeling across the EBE (Fig. III.29, C-C') is constrained by the observations of deep crustal units on the ESCI Profile (Vidal et al. 1998) and on the SPIRAL profile (Lepretre, 2012). As for profile B-B' (Fig. III.29), a thick Mesozoic cover has been described onshore, but data are too fragmentary to extrapolate it offshore in our model. The Balearic Promontory is modeled with continental crust reaching its maximum thickness of 23 km near Mallorca Western cape. From this point to the EBE, the Promontory presents a progressive thinning of the crust from 23 to 18 km (Fig. III.29, C-C'). The thinning appears to occur mostly in the lower crust. The EBE coincides with a drastic shallowing of the Moho from 18 to 12 km depth in less than 30 km. The area is also characterized by a large volcanic area. South of the EBE, the model suggests a 25 km-wide and 12 km-thick transitional crust. The Algerian basin is again modelled with a 5 to 6 km-thick ocean crust.

As for the Mazarron Escarpment, from the morphology of the scarp and the juxtaposition of the deep oceanic domain and shallow, thick continental crust, we interpret the Emile Baudot escarpment as a transform margin. Both the ME and EBE appear to have recorded a polyphased deformation, including mostly strike-slip motion, and some extension.

III.2.4.1.4. South Menorca Block

The South Menorca Block (SMB) has a NW-SE elongation perpendicular to the general trend of the Balearic promontory. It shows a deeper basement than the Balearic promontory (Fig. III.28), and a deepening both in the SE and SW directions. The acoustic basement is very irregular, and appears to have been affected by several phases of extension and by volcanism (Fig. III.28; Fig. III.31, U-U' and T-T'). Some of the basement highs characterized by chaotic seismic reflectors are interpreted to be volcanoes (Fig. III.28). Some of them are associated with magnetic anomalies (Fig. III.27).

Seismic profiles in different directions (Fig. III.31) display normal faults dipping either NE or SW (U-U'), NW or SE (T-T'), limiting small blocks. However, the acoustic basement shows a series of highs trending preferentially NW-SE (Fig. III.28), forming tilted blocks which appear to be filled with pre-MSC units resulting from Miocene or older extension (Fig. III.31, U-U', Zoom 1). The offset of the MSC unit might be due to the paleotopography

inherited from the rifting stage. However, the MSC and Plio-Pleistocene units are clearly tilted, showing a recent (at least post MSC) reactivation of some of the faults (Fig. III.31, both profiles), as observed in the south Ibiza margin segment. Bending and in some parts erosion of the MSC unit suggest a recent uplift (Fig. III.28, zoom 1 and Fig. III.31, zoom 2).

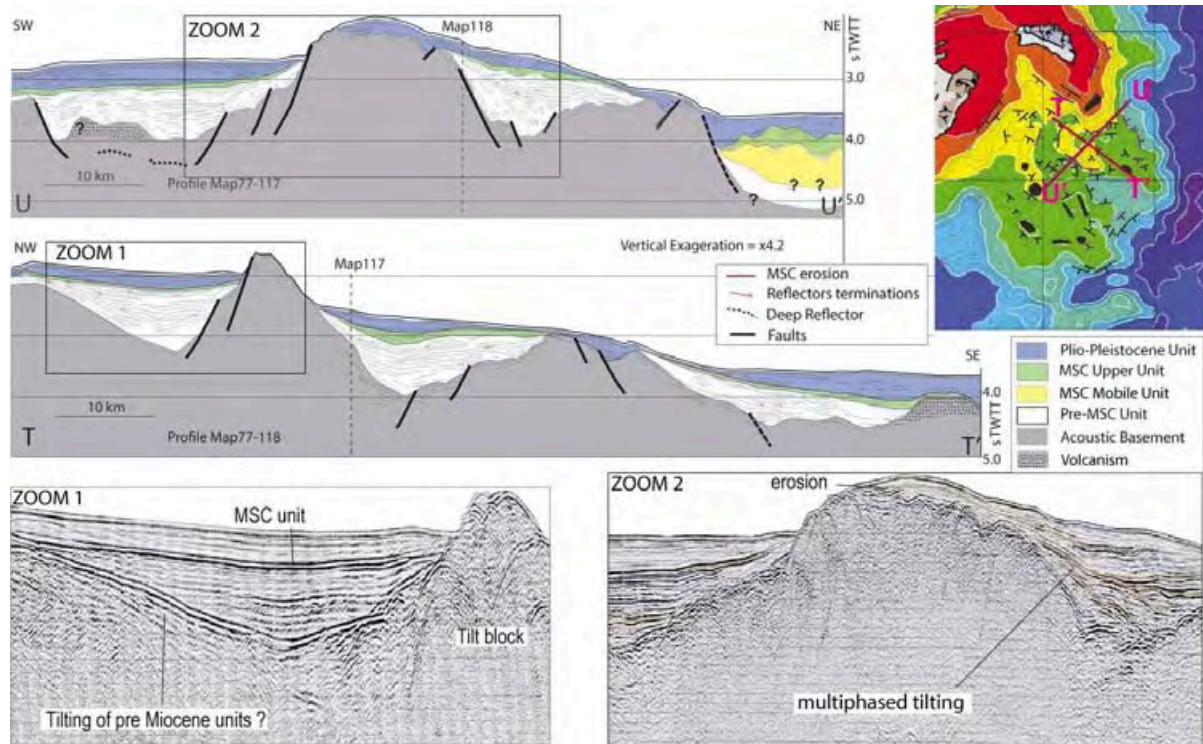


Figure III. 31: Illustrations of the South Menorca Block (SMB). U-U': Line drawing of the NE-SW Map77-117 profile crossing the South Menorca Block. T-T': Line drawing of the NW-SE Map77-118 profile crossing the South Menorca Block. Vertical exaggeration = 4.2. Position of the profiles and detail of the depth-to-basement map are on the upper right corner. Zoom 1 and 2 illustrate local tilted blocks; zoom 1 shows a clear ante-MSC activity that might be as old as Oligo-Miocene; zoom 2 displays important Plio-Pleistocene tilting.

The gravity model shows a 14 km-thick continental crust at the southern tip of the SMB, with 6 km of upper crust and 8 km of lower crust (Fig. III.32, D-D'). The crust thins progressively to 8 km to the south of the profile, with preferential thinning in the lower crust. South of the SMB, the gravity fit suggests a 7 to 8 km-thick transitional crust with a width comparable to that observed on sections AA' and BB' (Fig. III.29) to the west. The Algerian basin section of the profile shows a 100 km-wide basin floored by a 5 to 6 km-thick oceanic crust. A gravity anomaly low near the center of the oceanic basin is best fitted by a thickening of the oceanic crust to 7 km which is correlated with a structural high (Fig. III.27). The

gravity model along a section parallel to the EBE shows a 20 km-thick continental crust close to the Menorca shelf (Fig. III.32, E-E'), which thins progressively to 14 km toward the southwest. The thinning appears to be more important in the upper crust than the lower one. In the southern 90 km of the profile, the fit of the gravity anomaly is obtained with a 12 to 8 km-thick transitional crust. Another profile parallel to the EBE farther south (Fig. III.32, F-F') shows that both the Provençal and the Algerian basins are modeled with a 5 to 6 km-thick oceanic crust. The model also suggests the presence of a narrower transition crust west of the SMB compared to the eastern transition with the Liguro-Provençal Basin (Fig. III.32, F-F'). The SMB is modeled with a double layered continental crust with an average thickness of 13 km. The crustal thinning seems to be more important toward the Liguro-Provençal basin than on the Algerian basin side but the transitional crust zone is narrower (Fig. III.32, F-F').

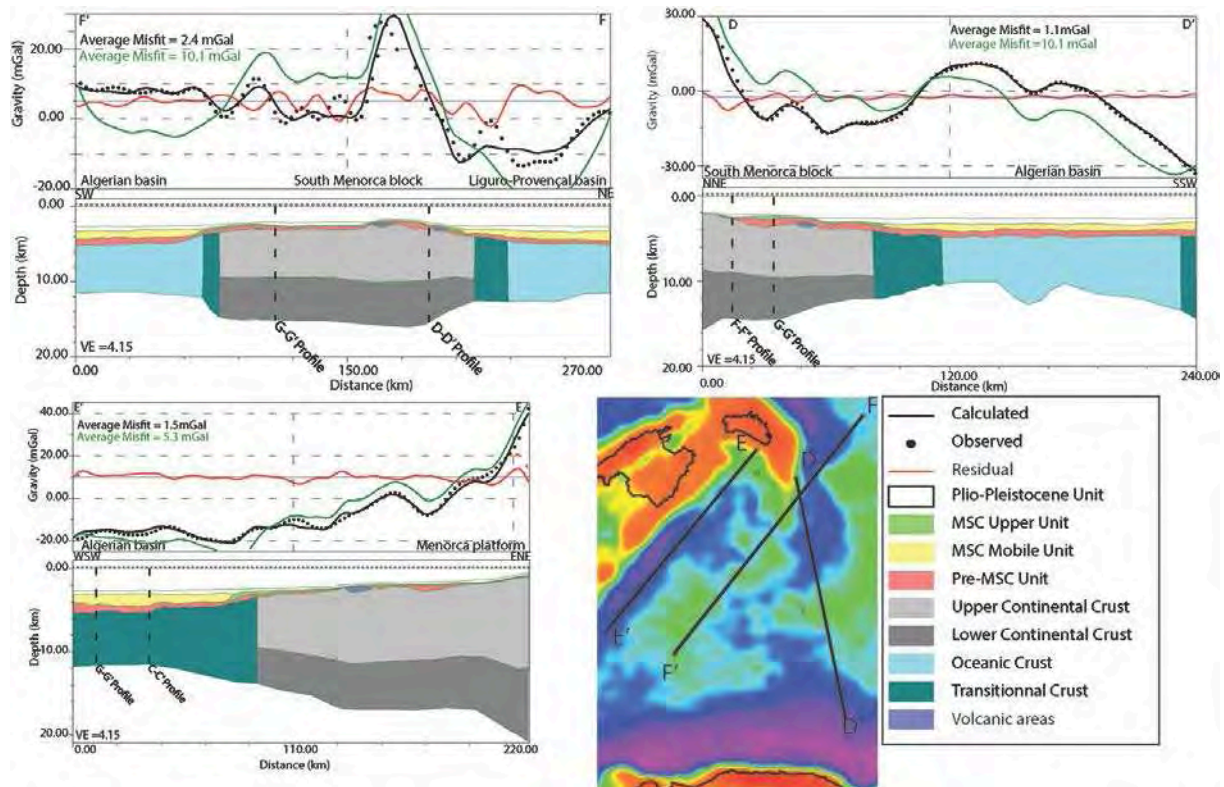


Figure III. 32: Gravity models along seismic profiles located on free-air gravity anomaly map. D-D': Model along Sonatrach77-23 profile across the South Menorca Block. E-E': Model along Map77-109 profile across the South Menorca Block. F-F': ENE-Model along Sonatrach77-22 and 23 profiles across the South Menorca Block. Green line: Model considering continental crust in the Algerian Basin, showing a larger misfit.

III.5.4.2. Structure of the southwestern Mediterranean oceanic basins

The combined aeromagnetic surveys (Galdeano et al., 1974; Galdeano and Rossignol, 1977) provide an almost complete, high-resolution magnetic coverage of the West Mediterranean region (Fig. III.26). Two areas located in gaps between the original aeromagnetic surveys have values interpolated from scarcer data points and should be interpreted cautiously (light color areas in Fig. 3). The free-air gravity anomaly map (Fig. III.26) also displays a complete coverage since it has been derived from satellite altimetry over the oceans.

The magnetic and gravity anomaly maps show a great complexity of the Western Mediterranean Sea, in particular southwest of the Liguro-Provençal Basin. The North Balearic Fracture Zone (NBFZ) marking the western limit of the Liguro-Provençal Basin is clearly observed in the magnetic and gravity maps (Fig. III.26) and with a clear deepening of the basement (Fig. III.27). The volcanic areas in the Valencia Trough and the South Menorca area are marked by high-amplitude magnetic highs and lows. This confirms the interpretation of some of the basement highs in terms of volcanoes (Fig. III.27, Acosta et al., 2001a, 2002). The continent-ocean boundary (COB) is usually well marked by a low in the free-air gravity anomaly associated with a step in the basement depth (Fig. III.31, Fig. III.32 and Fig. III.33), allowing to define the COB between modeled gravity profiles. The north Algerian COB is

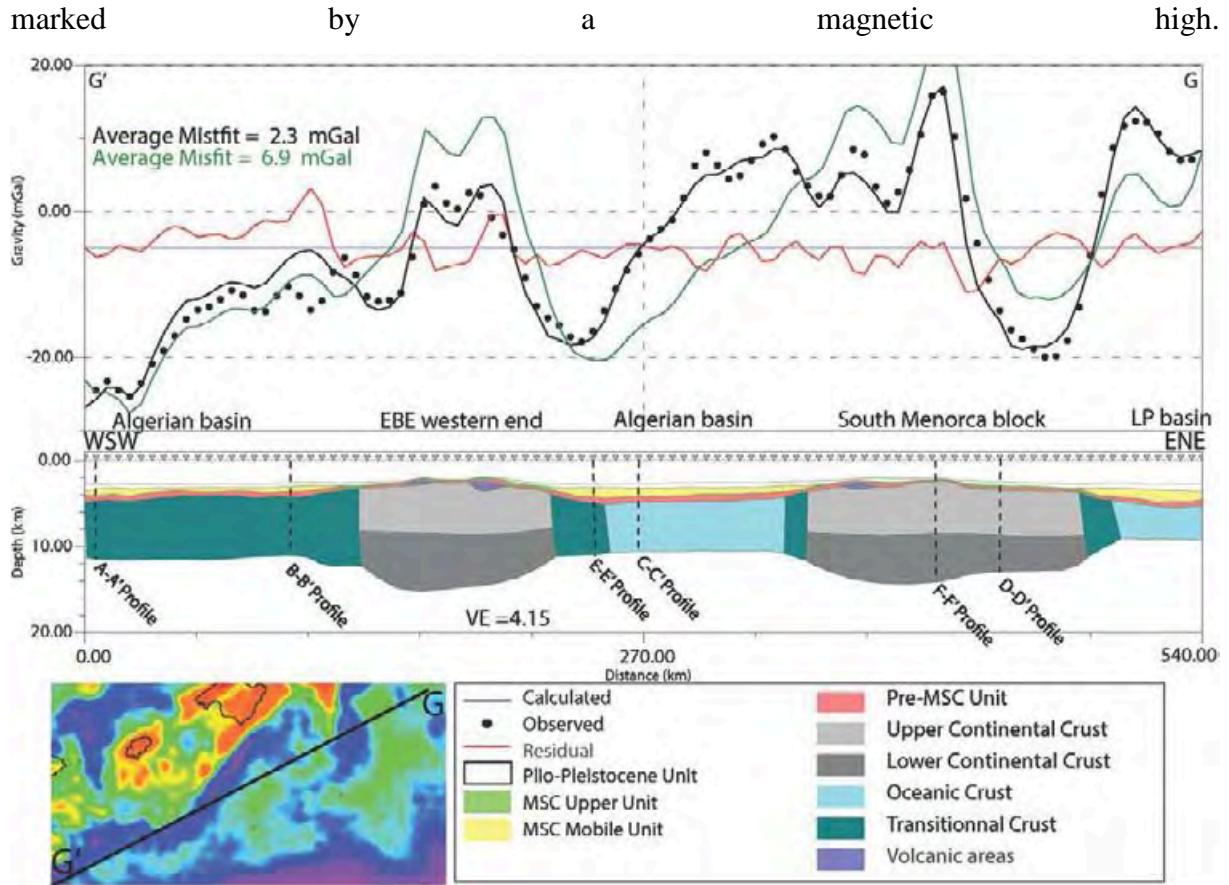


Figure III. 33: Gravity models along seismic profiles located on free-air gravity anomaly map. G-G': Model along Sonatrach77-36 profile across the Algerian Basin. Green line: Model considering continental crust in the Algerian Basin, showing a larger misfit.

The Algerian basin area can be divided into three regions showing different types of magnetic patterns (Fig. III.26). To the east between 5°E and 8°E, a domain with a general triangular shape displays the most prominent magnetic lineations of all the Western Mediterranean. It is located just west of the NBTF, in the area presented as a transition zone between the Liguro-Provençal and the Algerian basins in many geodynamic models (Fig. III.25). The gravity anomaly map shows gravity highs forming a V-shape pointing to the NW (Fig. III.26), outlining the triangle, associated with highs in the magnetic anomalies, trending N120°E to the east ("Hamilcar" magnetic anomaly of Mauffret et al., (2004), HMA on Fig. III.26), and N-S to the west (Fig. III.26 and Fig. III.34). Within the V shape, a series of magnetic anomalies are observed, trending N130°E to N145°E (e.g., Bayer et al., 1973; Schettino and Turco, 2006). The basement depth within the triangle is about 6000 m on average, with a deepening to ~7000 m in the north and in the south (Fig. III.27). These depths are similar to those of the western part of the Algerian basin, and shallower than those of the

Liguro-Provençal basin (>8000 m, Fig. III.27). The eastern side of the V coincides with the southern prolongation of the NBFZ. The north-western edge of the V partly bounds the South Menorca Block. Within this domain, the lineations are best defined in the center of the triangle, defining several corridors (Eastern Algerian Corridors, EAC, and Fig. III.34). The pattern of magnetic lineations implies that this region results from an oceanic opening in the NE-SW direction (Fig. III.34).

The second domain is observed between the SMB and the Algerian COB between 2°E and 5°E (Fig. 3 and Fig. 10). It confirms the presence of a narrow oceanic domain south of the SMB. This region is characterized by a more chaotic pattern in the magnetic anomalies, irregular gravity anomalies, and a basement depth 1000 to 2000 m shallower than the surroundings (Fig. III.26, Fig. III.27 and Fig. III.33), the “Hannibal ridge” (Mauffret et al., 2004). The boundaries of the domain are not clearly observable on the gravity grid, which only shows a general NW-SE trending gravity low (Fig. III.26). Short magnetic lineations display directions from NE-SW just south of the SMB to NNE-SSW near the Algerian margin (Fig. III.26). The ocean crust in the corner formed by the EBE and the SMB is marked by magnetic and gravity anomalies with no clear trend (Fig. III.26 and Fig. III.33). The general orientation of the magnetic lineations in this domain suggests a NNW-SSE opening. The observed shallow basement and the crustal structure obtained by gravity modeling along profile D-D’ suggest a thicker oceanic crust in this domain compared to the surrounding regions.

The third magnetic region extends between 4°W and 2°E in the rest of the Algerian basin (Fig. III.26). In this region, the magnetic anomalies are relatively isolated, but clearly define a corridor trending NE-SW, parallel to the EBE. High-amplitude positive anomalies near 1°E and 0° have a NW-SE trend, perpendicular to the corridor. The pattern of the observed lineations suggests that this part of the Algerian basin was created by spreading in a NE-SW direction, along short ridge segments. Such short segments separated by large transform faults have been inferred in the Alboran sea from a seismic and magnetic survey offshore Algeria (Medaouri et al., 2014). For all magnetic anomalies observed in the Western Mediterranean Basin, profiles across magnetic lineations are too short to be compared to synthetic models.

III.5.5. Discussion

III.5.5.1. Segmentation and kinematics of the South Balearic margin

The South Balearic margin displays large variations in structure and deformation (Fig. III.27), so that it can be divided into four different segments. The morphology and crustal structure of the ME and EBE, showing a sharp transition between continental and oceanic domains, is similar to those of well-studied transform margins, such as the Cote D'Ivoire-Ghana margin (Sage et al., 1997; Basile et al., 1993, 1998, 2013) or the Grand Bank margin (Keen et al., 1990). Moreover, the top of the EBE could be interpreted in terms of “marginal ridge”, also characteristic of transform margins, but the abundance of volcanic constructions along the scarp prevents us to describe its structure more precisely (Acosta et al., 2001a). These two segments of the South Balearic margin can therefore be interpreted to be segments of transform margin, implying a significant strike-slip motion. A strike-slip motion along the EBE has been inferred in previous works (Lonergan and White, 1997; Acosta et al., 2001; Mauffret et al., 2004). The relationships between the trend of the EBE and the NW-SE trending tilted blocks and normal faults on the western side of the SMB imply a dextral motion along the transform margin (Fig. 4, also Acosta et al., 2001a). A similar NW-SE trend is observed at the eastern tip of the Mazarron Escarpment, but the relation between the south Ibiza margin and the Mazarron escarpment points to a more complex and probably multiphase

history

(Fig.

4).

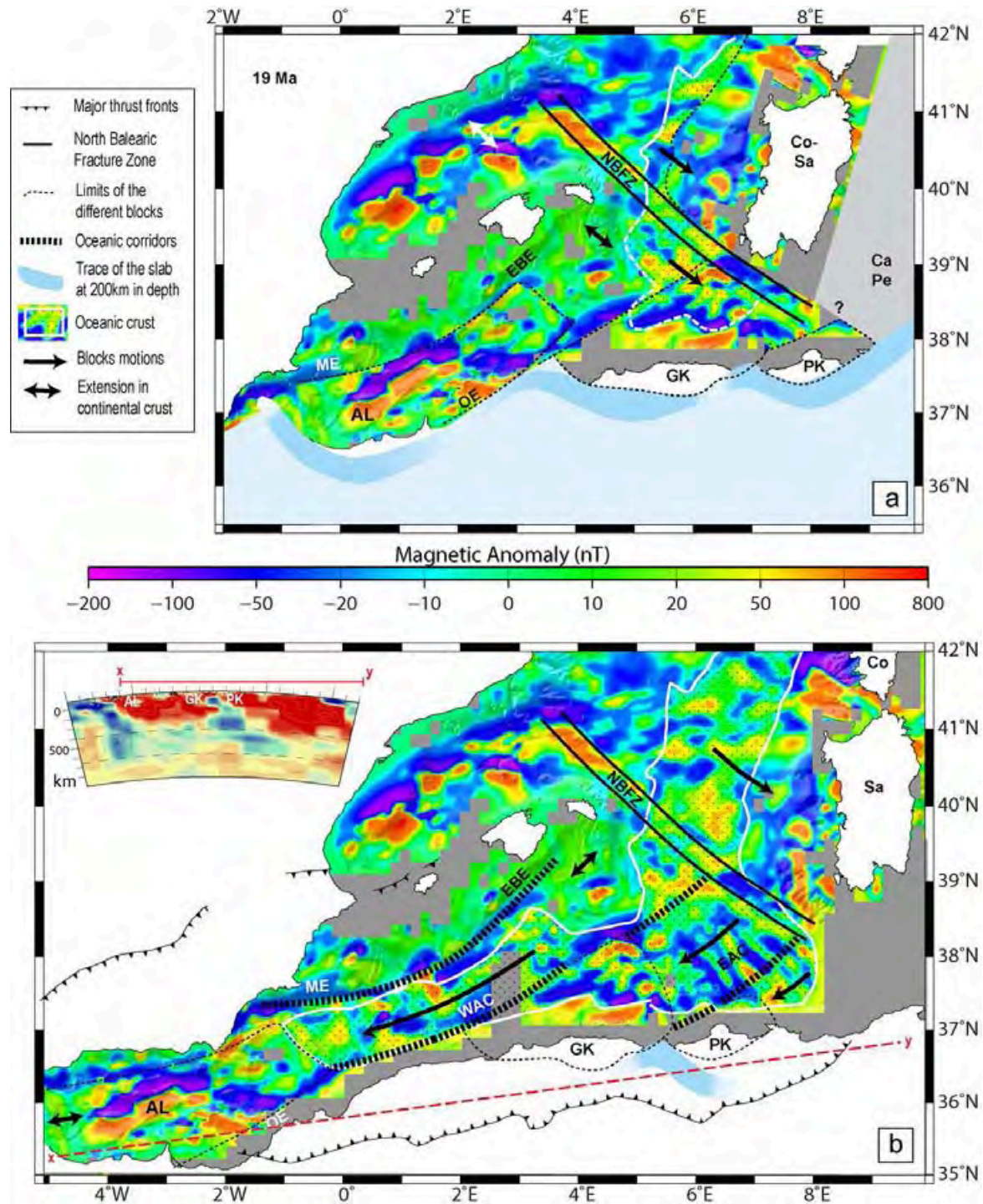


Figure III. 34: Sketches depicting the main features of the proposed geodynamic model, shown on magnetic anomaly map. White lines are limits of the oceanic crust (from Fig. 3). NBFZ: North Balearic Fracture Zone, GK: Grande Kabylie. PK: Petite Kabylie, ME: Mazarron Escarpment, EBE: Emile Baudot Escarpment, OE: Oran Escarpment, AL: Alboran Domain, Co: Corsica, Sa: Sardinia, Ca: Calabria, Pe: Peloritani. EAC: Eastern Algerian Corridors, WAC: Western Algerian Corridor. A: Reconstruction of Western Mediterranean

area before the main opening of the Algerian Basin, at around 19Ma, during the opening of the Liguro-Provençal Basin. Oceanic opening occurs in a SSE-NNW direction parallel to the NBFZ. A small oceanic domain was probably forming just south of the NBFZ during a first southward motion of the GK. B: Present-day situation, after opening of the Algerian Basin in a ENE-WSW direction in two main corridors. Upper left corner shows seismic tomography section across northern Africa marked by thin black line (from Wortel and Spakman, 2004).

The other margin segments, the south Ibiza margin and the South Menorca Block, are marked by a smoother bathymetry, a gentle deepening of the acoustic basement, and a more gradual thinning of the continental crust. The transition between the continental and oceanic domains is progressive. These characteristics suggest that these segments are mostly divergent margin segments. Three types of processes, however, make the structure and kinematics along these segments more difficult to assess. First, they are affected by Miocene to recent volcanism (Fig. III.24 and Fig. III.27, see also Acosta et al., 2002). Second, they show evidence for recent deformation. Some of the basement faults affect the whole sedimentary cover, which shows that the region has been reactivated recently (Fig. III.27, also Acosta et al., 2001a, 2001b, 2013; Alfaro et al., 2012; Maillard and Mauffret, 2013). Finally, these margin segments appear to have been affected by different tectonic events. The south Ibiza margin shows numerous faults dipping S to SE bounding tilted blocks oriented preferentially E-W with no evidence of strike-slip motion (Fig. III.27). The South Menorca block is marked by different styles of deformation on either side of the bathymetry high. On its western side, the normal faults trend preferentially NW-SE, dipping SW, whereas on the eastern side, the preferential orientation is NE-SW, with a SE dip (Fig. III.27). The variety of fault directions clearly suggests that the SMB has undergone different tectonic phases. The South Balearic margin from the ME to the EBE has therefore seen a transform motion in a large part of its history, but some segments of the margin have also clearly been shaped by extensional deformation. The segmentation of the margin may also reflect variations in the inherited structure of the margin, or differences in rheological properties of the continental margin. Further studies are required to understand the contrast in structure along the South Balearic margin. In the following, we focus on the implications of the transform margin motion on the kinematics of the Algerian Basin.

III.5.5.2. Geodynamic implications for the western Algerian basin

Our results provide insights into the kinematics of the south Balearic margin and the Algerian oceanic basin, from which we can discuss the different geodynamic models for the opening of the Algerian basin. In the models with a N-S opening of the Algerian Basin, the South Balearic margin would act as a divergent margin, while the NBFZ will act as a transform margin in the north next to the Valencia Trough, and an oceanic transform fault to the south. These models are in agreement with a southward migration of the Kabylies, but do not explain a westward drift of the Alboran block or a transform motion along segments of the south Balearic margin. In the models with an E-W or NE-SW opening of the Algerian basin, the entire Southern Balearic margin would be a transform margin. This type of model would account for a westward drift of the Alboran domain but is not compatible with a southward motion of the Kabylies. Moreover, the different accretion directions between the Algerian and Liguro-Provençal basins imply a complex transition zone in the southern part of the NBFZ (Rehault et al., 1984).

The observations on the crustal structure and deformation of the South Balearic margin imply that the margin acted as a significant right-lateral transform margin. This kinematic constraint favors models where the Algerian Basin opened in a general NE-SW direction. South of the margin, the magnetic and gravity anomaly maps show clear lineations in the Algerian basin which define corridors trending E-W to NE-SW (Fig. III.34). Unlike what is observed in most ocean basins, however, a relict spreading center is not identifiable in the Western Mediterranean. This alone suggests that, even though they were short lived, the mid-ocean ridges which created seafloor in this area are likely to have had intermediate to fast spreading rates. Despite the lack of clear relict axis, the corridor of ocean lithosphere is relatively well defined by short but linear magnetic anomalies perpendicular to the EBE (Fig. III.34). The corner of the EBE and the SMB forms the northeastern boundary of the corridor. Its southern boundary is outlined by an elongated positive magnetic anomaly. To the southwest, the corridor is limited by a linear segment of the COB along the northwest Algerian margin, the Oran Escarpment (OE). This part of the COB shows evidence for current deformation (Domzig et al., 2006). The current compressive deformation along the northwestern margin of Algeria likely disrupts the former transform margin (Fig. III.34) (Deverchère et al., 2005; Domzig et al., 2006).

The northwestern boundary of the oceanic corridor described above is complex. It is difficult to draw clear limits for the corridor which would mark pure strike-slip and transform boundaries due to the different trends of the scarps and the presence of the south Ibiza margin in between (Fig. III.34). It is possible that the motion along the Mazarron Escarpment has been partly transtensive. To the NE, the corridor extends along EBE up to the SMB. The NW-SE trending tilted blocks limiting the SMB form a divergent segment at the tip of the EBE transform segment. The corridor is closed to the east by a group of chaotic magnetic anomalies which do not seem to have any equivalent to the west.

Spreading in the corridor defined south of the EBE implies a 400 km westward drift of a domain about 80 km wide creating the western Algerian basin. Fig. III.34a shows the reconstruction of the area near 19 Ma, after closing the western Algerian Basin using the western Algerian corridor (WAC, Fig. III.34b). Such kinematics are consistent with models describing the westward motion of the Alboran area along two STEP-faults (Govers and Wortel, 2005), driven by the rollback of the Gibraltar slab subduction zone (Royden, 1993; Lonergan and White, 1997; Mauffret et al., 2004; Gutscher et al., 2002, 2013; Bezada et al., 2013; Medaouri et al., 2014; Van Hinsbergen et al., 2014). Our interpretation provides a minimum value for the motion of the Alboran domain related to its drift and seafloor spreading, which should be added to the displacement related to the continental rifting. The total amount of 500–600 km is compatible with previous estimates, and with the 800 km length of the Gibraltar subducted slab observed in tomographic images (see Van Hinsbergen et al., 2014 and references therein).

III.5.5.3. Geodynamics of the eastern Algerian basin and the Kabylies

Our observations also point to a NE-SW oceanic opening of the eastern Algerian basin, implied by the clear NW-SE orientation of the magnetic lineations (Fig. III.34). Such an opening for the eastern Algerian basin is actually difficult to reconstruct in detail if one assumes that the Kabylies were part of the African plate before the opening of the Algerian basin. Many observations are much more easily reconciled if the opening of the eastern Algerian basin is coeval to a southwestward drift of the Kabylies. We therefore suggest a scenario where this oceanic spreading episode was accompanied by a southwestward motion of the Kabylies, in two corridors (eastern Algerian corridor, EAC, Fig. III.34b) sub-parallel to the western Algerian corridor, driven by the rollback of the Tethysian subduction (Fig. III.34).

Other observations support this scenario. In particular, tomographic sections across North Africa and the Algerian basin presented in Spakman and Wortel (2004) and van Hinsbergen et al., (2014) clearly show faster velocity anomalies suggesting the presence of a slab dipping to the east under the Petite Kabylie (Fig. III.34b). Unlike all previous models, we suggest that the rollback of the Maghrebian slab north of Africa did not occur only toward the south, but partly to the west, like the Gibraltar slab, implying the formation of several Subduction-Transform Edge Propagator (STEP, Govers and Wortel, 2005) configurations along the north Algerian margin. This subduction pattern implies that the main Tethysian slab was torn into several pieces, one going to the east and forming the Tyrrhenian Sea, and one going to the west and forming the entire Algerian basin, this part itself torn into the Gibraltar slab and one or two Kabylies slabs (east Algerian slab in Wortel and Spakman, 2004). The tomographic images support this pattern. This geometry of the slab and the identification of Grande Kabylie and Petite Kabylie domains are also supported by the distribution of the seismicity. Maps of earthquake epicenters show relatively more numerous epicenters around and between the Kabylies than elsewhere in eastern Algeria (Boughacha et al., 2004; Yelles-Chaouche et al., 2006; Serpelloni et al., 2007). Some earthquake hypocenters are relatively deep, possibly related to slab deformation. Further investigations about the depth and kinematics of earthquakes around the Kabylies would allow to test our scenario.

The last stage of deformation in the Kabylies is dated around 16 Ma, which constrains the opening of the eastern Algerian basin between about 19 and 16 Ma. That would be partly coeval to the end of the Liguro-Provençal spreading, and possibly to the western Algerian basin. Such a scenario implies a similar direction for the motion of the Alboran domain and the Kabylies. The amount of drift is larger for the Alboran plate than for the Kabylies (about 400 km vs 200 km of oceanic accretion, respectively). The pattern of magnetic anomalies in the west and east Algerian basins is different (Fig. III.26 and Fig. III.34), suggesting different ages or spreading rate for the two oceanic floor areas.

Because of the lack of identification of magnetic anomalies, the timing of the oceanic spreading in the Algerian Basin is unknown, and could only be determined by drilling of oceanic floor beneath the salt and sediment. We infer that NE-SW ocean spreading in the Algerian basin started some time near or after 19 Ma, and we have tentatively drawn a reconstruction of the Basin near that time (Fig. III.34a). This reconstruction shows that some ocean crust formed in the Algerian Basin during the opening of the Liguro-Provençal basin

(Fig. III.34a), with the NBFZ as a transform boundary between the two domains, before the opening of the two corridors of the Algerian Basin. These areas likely result from an episode of NW-SE extension and spreading associated with the opening of the Liguro-Provençal basin. This episode is clearly suggested by the E-W to NE-SW normal faults and structure over the Ibiza margin and the SMB. This episode of extension is probably linked to the Valencia trough rifting along NW-SE transfer faults parallel to the NBFZ, which segment the Balearic Promontory (Fig. III.27, Maillard et al., 1992). These NW-SE transfer faults are still observable within NW-SE basement alignments along Mallorca and Menorca but they are overprinted by the EBE (Fig. III.27), which tends to confirm the suggested chronology of the different phases. The succession of both extensional phases in different directions reflects the complex pattern of the deformation of the SMB (Fig. III.27). However, the south Ibiza margin records only the NW-SE one and is not overprinted by the strike-slip motion which could show that the EBE and the ME have been active successively.

III.2.6. Conclusion

We study the structure of the southern Balearic margin to understand the kinematics of the adjacent basins. To this end, we interpreted a large database of seismic profiles and tested hypothesized interpretations for the margin by creating gravity models across the Balearic margin and the southern basins.

We show that four different segments may be distinguished along the south Balearic margin based on the morphology and structure of the margin. Two segments, the Mazarron and Emile Baudot escarpments, show steep scarps, a rapid deepening of the basement and thinning of the continental crust. The two other segments are marked by a smoother bathymetry, and a gentle deepening of the basement and thinning of the continental crust. We interpret the two steep segments as transform margin segments, implying a strike-slip motion. The two other segments are interpreted in terms of divergent margins affected by different episodes of extension and transform motion, and by recent tectonics and volcanism.

The transform motion inferred along the south Balearic margin supports models in which the Alboran domain migrates to the west or southwest with respect to Eurasia. The kinematics of the Alboran domain and the magnetic lineations in the eastern Algerian basin lead us to suggest a new scenario for the opening of the east Algerian basin. In our scenario, the Algerian basin opened shortly in a NW-SE direction, creating some seafloor just south of the

North Balearic Fracture Zone, before a general opening in the NE-SW direction. This NE-SW oceanic spreading episode was accompanied by a southwestward motion of the Kabylies, in two corridors sub-parallel to the Alboran corridor, driven by the rollback of the Tethysian subduction to the west. The suggested motion of the Kabylies is supported by the image of a slab in the seismic tomography images, and by the distribution of earthquakes in northeastern Algeria. The different episodes of extension are recorded in some segments of the South Balearic Margin.

Chapitre IV : Le Promontoire Baléares pendant la crise de salinité messinienne:

IV.1.Problématique :

La baisse brutale du niveau marin en Méditerranée va provoquer des changements d'ordre morphologique et sédimentaire tant sur les marges que dans le bassin profond. L'interprétation actuelle de la Crise de Salinité Messinienne (CSM) implique le dépôt d'évaporites dites « primaires » dans les bassins périphériques on-shore et le dépôt d'évaporites dites « secondaires (LU, MU, UU) » dont l'épaisseur excède 1500 m dans les bassins profonds (voir Chap I.2.4). La difficulté à établir un scénario cohérent de la crise tient au fait que ces deux types de dépôts sont séparés par la surface d'érosion ubiquiste et polygénique sur les marges (la MES). C'est pourquoi nous cherchons à étudier les marqueurs de la crise dans les bassins dits intermédiaires, comme le bassin de Valence ou le promontoire Baléares (Fig. IV.1), qui se situent à une profondeur actuelle intermédiaire entre les bassins on-shore et les bassins offshore, en espérant faire latéralement le lien entre les marqueurs périphériques et profonds de la crise.

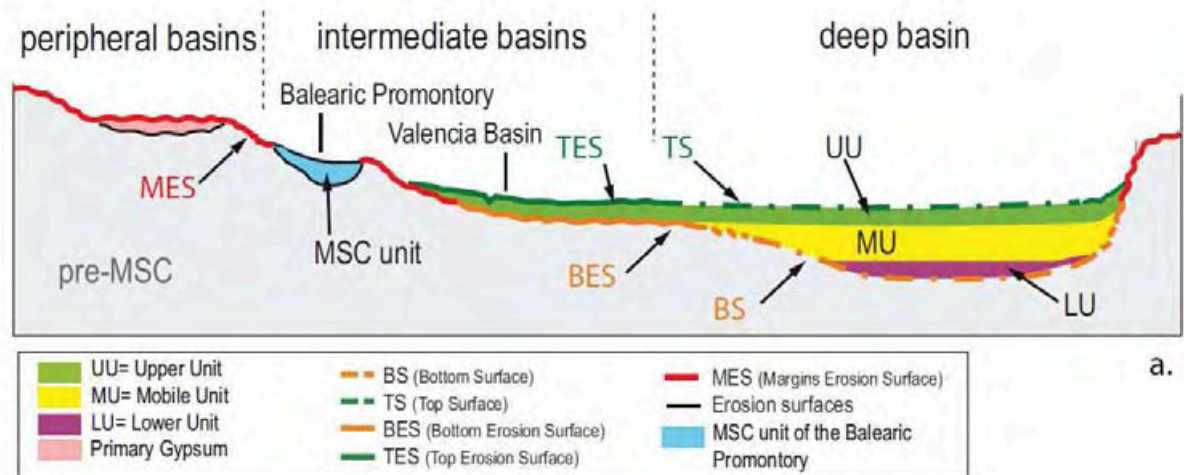


Figure IV. 1: Coupe transversale synthétisant les différentes sous-unités Messiniennes et leur relation géométrique, Lofi et al. (2011)

Le bassin intermédiaire de Valence, de par sa profondeur moindre que celle du bassin Liguro-Provençal adjacent, n'enregistre que l'unité supérieure UU directement sur la surface d'érosion basale (BES). Le Bassin Est-Corse est également un de ces bassins intermédiaires,

enregistrant une série liée à la crise peu épaisse et s'apparentant aux UU, entre les bassins apenniniques et la mer Tyrrhénienne. Cependant, ces exemples ne résolvent pas le problème de la discontinuité latérale, le bassin de Valence étant continu avec les évaporites profondes Liguro-Provençales, et le bassin Est-Corse étant fermé avec des séries messiniennes isolées.

Le Promontoire Baléares, zone haute continentale située entre les bassins périphériques de l'Espagne continentale et les bassins profonds Algérien et Liguro-Provençal, a été fortement impacté par la crise. Sa bathymétrie actuelle, presque partout inférieure à la limite de dépôt des évaporites profondes (Lofi et al., 2011) laisserait supposer qu'il a été affecté par l'érosion durant la crise. Cependant, des études anciennes (Mauffret, 1976 ; Mauffret et al., 1979) laissent penser qu'il existerait des dépôts liés à la crise de salinité messinienne sur le promontoire, possiblement reliés à ceux du bassin de Valence. Les données sismiques étant de mauvaise qualité et l'enjeu pour comprendre les modalités de la crise fondamentale, nous avons proposé une étude du Promontoire Baléares s'appuyant sur toutes les données acquises postérieurement aux années 70 et sur l'acquisition nouvelle de sismique haute résolution, nécessaire pour imager d'éventuelles séries peu épaisses. Le projet SIMBAD a donc pour but d'identifier les dépôts liés à la crise et d'en réaliser une cartographie précise pour montrer leurs variations spatiales et si possible leur relation latérale avec les dépôts évaporitiques connus d'une part à terre dans le sud-est de l'Espagne et à Majorque et d'autre part dans les bassins profonds adjacents (Valence, Liguro-Provençal, Algérien). Ce repère chrono-stratigraphique établi, il servira de base non seulement pour comprendre la crise dans son ensemble terre-mer, mais aussi pour mettre en évidence la déformation post-crise messinienne. En effet, des déformations récentes ont été mises en évidence sur la plateforme d'Alicante et dans le chenal d'Ibiza (*e.g.* Acosta et al., 2001a, 2002, 2004a, 2013 ; Maillard et Mauffret, 2013 et Chapitre I.2.5 et Chapitre V.), le reste du Promontoire montre aussi de la réactivation. Les marqueurs messiniens, que ce soient les dépôts ou les surfaces d'érosion, nous serviront de repère pour quantifier les mouvements verticaux post-messiniens.

Deux publications réalisées au cours de ce travail de thèse sont présentées ci-après, qui définissent pour la première fois les séries messiniennes liées à la crise sur le Promontoire. Le premier s'intéresse aux dépôts de la crise sur l'ensemble du Promontoire et à leur relation avec ceux du bassin de Valence. Le deuxième détaille les unités messiniennes de la Dépression Centrale de Majorque et leur relation avec les évaporites forées à terre dans le bassin de Palma.

IV.2. Article 2 : Les dépôts liés à la crise messinienne sur le Promontoire Baléares (Driussi et al., 2014)

L'article suivant présente les premiers résultats de la campagne de sismique haute résolution menée en janvier 2013 dans le cadre du projet SIMBAD. Pour la première fois, une cartographie précise des dépôts liés à la crise de salinité Messinienne (séquence CSM) du promontoire a pu être réalisée, et nous montrons l'existence d'une unité messinienne distribuée sur l'ensemble du promontoire répartie dans plusieurs sous-bassins de taille variable. Ces dépôts existent partout, drapant l'ensemble du Promontoire à des profondeurs où l'on s'attendait à trouver la surface d'érosion des marges (la MES). La sismique réflexion haute résolution montre des réflecteurs de haute amplitude et de haute fréquence qui forment une unité peu épaisse (50 à 200m) dans la majorité des bassins. Le toit de cette unité est clairement érodé. Sa base montre des signes d'érosion uniquement sur les bords des dépressions. La zone de la Dépression Centrale de Majorque est caractérisée par des dépôts messiniens plus épais (200 à 500m) dont la réponse sismique est très proche de celle des bassins profonds. En effet, elle comporte une sous-unité au facies sismique transparent à sa base dont la déformation ductile est semblable à celle observée dans les couches d'halite (couche mobile MU) des bassins Algérien ou Liguro-Provençal.

Les corrélations avec les données de forages industriels sur la plateforme d'Alicante montrent que l'unité fine qui recouvre le Promontoire est la continuité en mer de l'unité des gypses primaires observée dans les bassins de l'Espagne continentale. Cette unité semble se prolonger plus profondément en descendant vers le bassin de Valence, où les facies sismique sont assez similaires. Cependant, les caractéristiques des puits dans ce dernier rattachent son unité de la crise à celle des bassins profonds. Le passage latéral des unités de la crise entre la bassin de Valence et le Promontoire est difficile à observer à cause entre autres des mouvement verticaux post-messinien. Ce point crucial reste à vérifier et c'est pourquoi une deuxième campagne en mer est programmée.

Cet article est publié en ligne dans la revue *Marine and Petroleum Geology*, dans un numéro spécial édité par J. P. Suc : « Messinian event in the Mediterranean Domain »

Messinian Salinity Crisis deposits widespread over the Balearic Promontory: insights from new high-resolution seismic data.

Olivier Driussi¹, Agnès Maillard¹, Diana Ochoa², Johanna Lofi³, Franck Chanier⁴, Virginie Gaullier⁴, Anne Briaïs¹, Françoise Sage⁵, Francisco Sierro² and Marga Garcia⁶

¹ Géosciences Environnement Toulouse (GET), Observatoire Midi Pyrénées, Université de Toulouse, CNRS, IRD, UMR5563, 14 avenue E. Belin, 31400 Toulouse, France.

agnes.maillard@get.obs-mip.fr, phone (33) 5 61 33 26 09.

² Department of Geology, University of Salamanca, Plaza de la Merced s/n, E-37008 Salamanca, Spain

³ Géosciences Montpellier, UMR5243, Université de Montpellier 2, Place E. Bataillon, 34095 MONTPELLIER Cedex 05, France.

⁴ Géosystèmes, UMR 8157, U.F.R. des Sciences de la Terre, Université des Sciences et Technologies de Lille 1, Bâtiment S.N.5, Cité Scientifique, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France.

⁵ GéoAzur-UPMC, UMR7329, 250 Avenue Albert Einstein, 06560 Valbonne, France.

⁶ Andalusian Institute of Earth Sciences, (IACT-CSIC), Avenida de las Palmera n°4, 18100 Armilla, Granada, Spain.

Abstract:

The current interpretation of the Messinian Salinity Crisis (MSC) involves the deposition of peripheral or marginal evaporites in onshore basins as well as the erosion of the margin and the deposition of thick evaporites in deep basins. The so-called intermediate basins are formed in domains between the onland outcrops and the deep basins. The Balearic Promontory is a bathymetric high located between the deep Algerian and Liguro-Provençal basins and the onland Spanish basin. The SIMBAD project aims to investigate the spatial variability of the MSC-related deposits and to assess the extent of post-MSC reactivation over the Balearic Promontory. We present here the first results of the SIMBAD high-resolution seismic survey (January 2013) which imaged for the first time a thin MSC-related unit widely distributed in small sub-basins over the Balearic Promontory.

Borehole analyses have shown that this unit could be correlated with primary gypsum formations linked to the peripheral evaporites. Locally, in the Central Depression between

Mallorca and Ibiza islands, a thicker MSC unit is observed whose lowermost transparent part could correspond to a salt layer. Geometrical relationships suggest that the MSC in the Central Depression could postdate the primary gypsum. The occurrence of a halite layer in the Central Depression, at depths of 1 000 to 1 500 m, favours the hypothesis that the evaporites precipitated passively in closed or partially closed perched sub-basins, possibly as a result of evaporative drawdown at different depths and possibly diachronously, at least with respect to the deep-basin evaporites.

Keywords: Messinian Salinity Crisis, Balearic Promontory, Seismic reflexion, Evaporites, Mediterranean Sea.

IV.2.1. Introduction

The Messinian Salinity Crisis (MSC) has been the focus of much research since the drilling of evaporites and salt in the Mediterranean basins during the 1970s (Hsü et al., 1973a, 1973b; Ryan et al., 1973).

The widely accepted model for the two-stage development of the MSC (Clauzon et al., 1996; CIESM, 2008) proposes that, during stage 1 (5.97 to 5.60 Ma, Gautier et al., 1994; Krijgsman et al., 1999; Manzi et al., 2013), primary shallow-water evaporites (Primary Lower Gypsum, PLG) accumulated in semi-enclosed marginal (or peripheral) basins now cropping out onshore. During stage 2 (5.60-5.33 Ma, Gautier et al., 1994, Krijgsman et al., 1999; Manzi et al., 2013), a substantial fall in sea level of the Mediterranean accounts for the deposition of thick MSC halite units in the deep basin (1 to 2 km of halite), while the marginal areas and slopes were subject to intense and polygenic erosion (the MES, Margin Erosion Surface, Lofi et al., 2005; Lofi et al., 2011a). However, debate is still continuing about the amplitude of the sea-level fall, as well as the timing and depositional environment of the salt (formation of brines by evaporation of shrinking basins: Ryan, 2008; Lofi et al., 2011b; resedimented evaporites and cumulates with moderate fall in base level: Roveri et al., 2008; 2014; salt precipitation after dessication in shallow water: Bache et al., 2009).

Until now, no stratigraphic or lithological calibration could be established between the depositional units of the deep offshore basins and the onland succession. Both kinds of deposits are geometrically and geographically disconnected and their correlation and timing

are still subject to uncertainties and controversy (Rouchy and Caruso, 2006; CIESM, 2008; Ryan, 2009).

For these reasons, we focus on the Balearic Promontory, which provides a record of the MSC extending spatially from the onshore basins of the Eastern Spanish margin and Mallorca Island to the abyssal plains of the Algerian and Valencia basins. The recent acquisition of high-resolution seismic reflection data supplemented by a large data base resulting from industrial and academic research allows us to characterize for the first time a MSC-related seismic unit widely developed over the entire Promontory. The mapping of this unit reveals a set of stepped Messinian basins at various depths distributed nearly continuously between the onland outcrops and the deep basins. The preservation of such MSC unit at shallow depths provides us with targets to study the MSC event, since only a widely developed erosion surface (the Margin Erosion Surface, MES, Lofi et al., 2011a) is observed on the other passive margins of the NW Mediterranean which is the offshore outcome of the Messinian Erosional Surface observed onland. The MSC unit of the Balearic Promontory is correlated with well data and its significance is discussed with regard to other known MSC units.

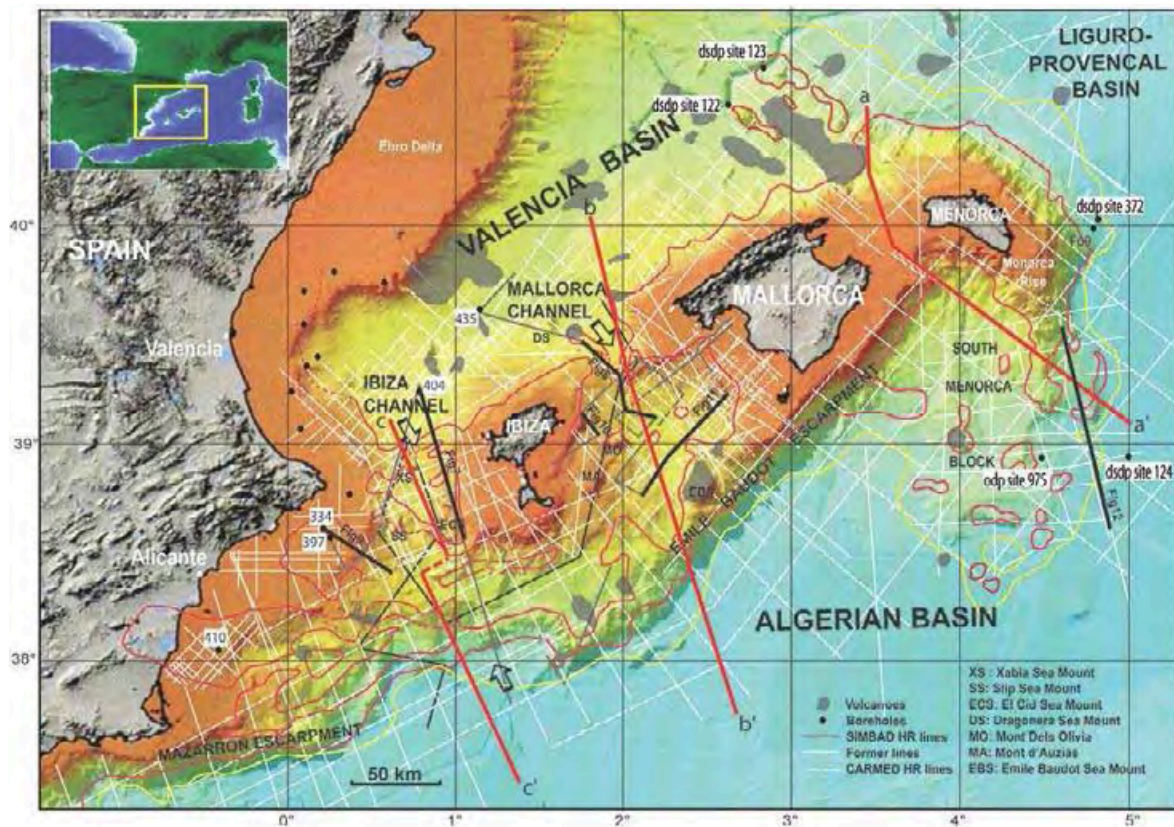


Figure IV. 2: Bathymetric map after Brossolo and Mascle, 2008, showing location of the study area. The seismic profiles used in this study are shown as well as the location of lines aa', bb' and cc' (Fig. IV.4). The thick black lines show the location of the following figures. Red line represents the limit of the MSC deposits. No MSC deposits exist on the shelves of the Balearic Islands. Yellow line represents the limit of the salt (MU). Seafloor volcanic mounts are shown as grey-shaded areas.

IV.2.2. Physiography and geological setting of the Balearic Promontory:

The Balearic Promontory is a continental rise (500-km-long, 120 km-wide) which includes the Balearic Islands, surrounded by narrow platforms and steep slopes toward the surrounding basins (Fig. IV.2). It is bounded to the North by the Valencia continental Basin, an aborted rift subject to extensional tectonics from the Oligocene to the Serravalian/Tortonian (Maillard et al., 1992; Mauffret et al., 1992, Roca and Guimera, 1992). The southern border of the Balearic Promontory shows a steep slope (6.5–8°), which is composed of the Mazarron and Emile Baudot escarpments (Acosta et al., 2001a, 2002, 2013), separating the Promontory from the oceanic Algerian Basin where water depths exceed 2 400 m (Figs. 1 and 2). The adjacent Algerian and Valencia basins are connected by two channels cutting through the Promontory, the Ibiza Channel and the Mallorca Channel, respectively. The Balearic domain is bounded to the east by the Menorca slope, descending abruptly towards the Liguro-Provençal oceanic Basin and prolonged to the south by a topographic high, the Menorca Rise (Fig. IV.2).

Located between two extensional basins, the Balearic Islands result from compressional deformation associated with the Betic thrusts (Sanz De Galdeano, 1990; Ramos Guerrero et al., 1989; Roca, 2001). The Betic thrusts are well expressed on the islands of Ibiza and Mallorca (Fourcade et al., 1982; Gelabert et al., 1992, 2004; Sabat et al., 2011) and can be traced offshore in the Valencia Basin and in the lower slope domain of the Islands (Maillard et al., 1992; Mauffret et al., 1992, Fig. IV.3). The compression initiated during the Late Oligocene to the south and propagated northwards during the Burdigalian (Bourrouilh, 1970; Sabat et al., 1988; Gelabert et al., 1992; Sabat et al., 2011), while extension affected the Valencia and Algerian adjacent basins. The Balearic Promontory then underwent extensional post-orogenic deformation from Late Serravalian to Recent times, resulting in ENE-WSW-trending normal faults expressed notably in the Palma graben on Mallorca (Roca and

Guimera, 1992). The Miocene episodes of continuous deformation (compressional and extensional) are thus responsible for the complex structural setting of this area.

Although the borders of the Balearic Promontory are considered as passive margins, gentle active deformation has been reported over the whole offshore area around the Balearic Promontory (Mauffret et al., 1987; Sabat et al., 1997; Maillard et Mauffret, 2013, Fig. IV.3). However, recent strike-slip and normal faults are commonly observed and may reactivate former structures (Fig. IV.3). On the margins of the Balearic Promontory and in the Ibiza Channel, the abundance of mass failure structures also supports active tectonic processes and/or volcanism (Acosta et al., 2002; Lastras et al., 2004; Acosta et al., 2013).

IV.2.3. Setting of the Messinian Salinity Crisis

IV.2.3.1. The MSC in its Western Mediterranean context:

The Balearic Promontory is surrounded by several basins showing various MSC records.

Following the most recent nomenclature proposed by Lofi et al. (2011a), the MSC record of the Liguro-Provençal and Algerian basins consists of three units (see Fig. IV.4), which are considered as the deep basin trilogy (Ryan et al., 1973; Mauffret et al., 1973; Hsü *et al.*, 1973a, 1973b, 1978). From top to bottom, the MSC record is made up of the Upper Unit (UU, corresponding to the former “Upper Evaporites”), the Mobile Unit (MU, corresponding to the former “thick salt layer”) and the Lower Unit - (LU, corresponding to the former “Lower Evaporites”). The MU is always overlain by UU (Lofi et al., 2011a, 2011b), whose uppermost part has been recovered by DSDP drillings at sites 124 and 372 located on the border of the deep Menorca margin (Fig. IV.2 and Fig. IV.4).

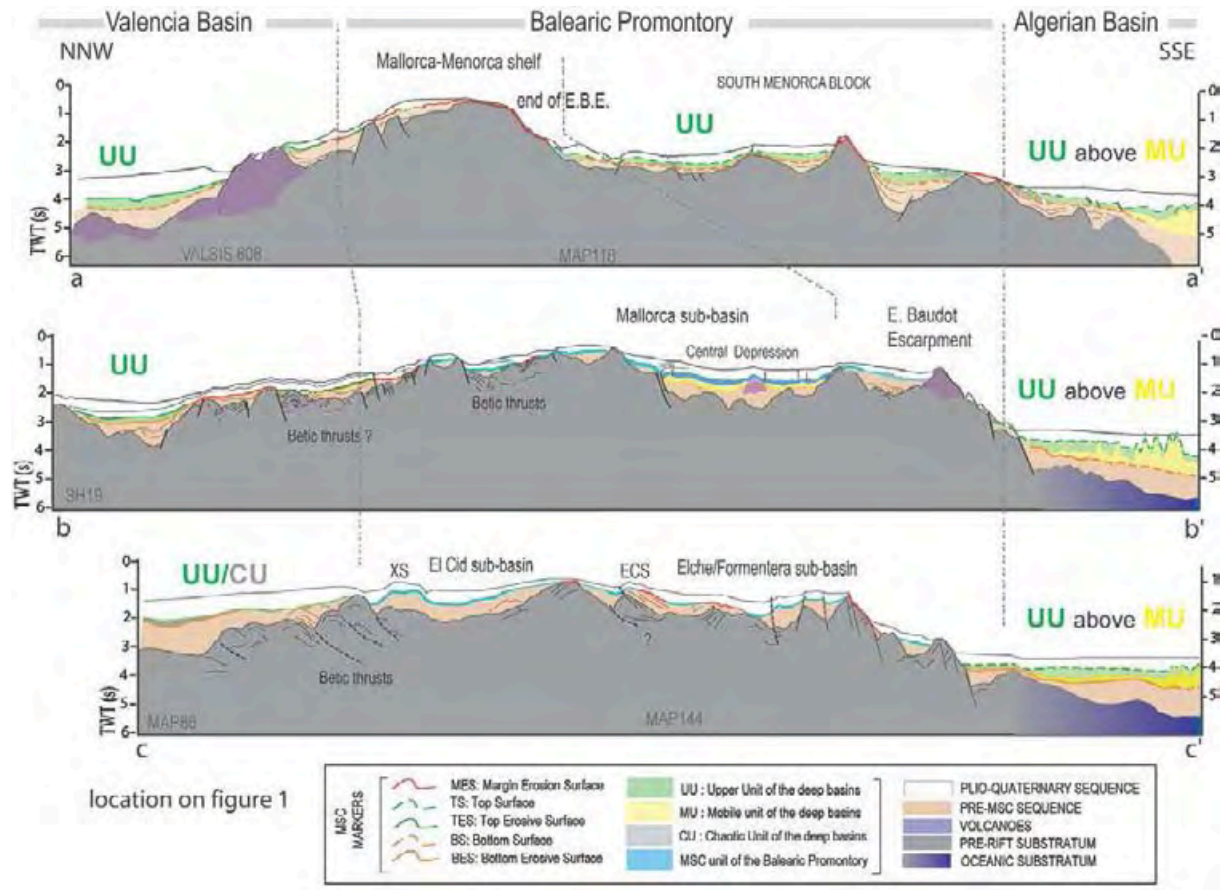


Figure IV. 3: Synthetic line drawings of multichannel seismic profiles crossing the Balearic Promontory showing the general architecture of the area. aa': Section crossing the South Menorca Block, a marked continental indentation in the surrounding Algerian Basin, covered by the UU of the deep basin. The MSC unit is not present on the Menorca-Mallorca shelf. bb': Section crossing the Mallorca Channel, where the MSC unit exists in the Central Depression but also all around in the Mallorca sub-basin, disconnected from the deep basin by the steep Emile Baudot Escarpment. cc': Section crossing the Ibiza Channel, where the MSC unit extends nearly continuously from the Valencia Basin to the Algerian Basin.

The Valencia Basin records solely the presence of the UU, taken as equivalent to units of the intermediate-depth basins (Lofi et al., 2011a, 2011b; Fig. IV.4), which is characterized by two to four strong parallel high-amplitude reflectors, and by the absence of the MU, except in its deepest part northeast of the volcanic ridge at DSDP Site 12, (Mauffret, 1976; Field and Gardner, 1991). This unit consists essentially of gypsum, anhydrite and dolomitic marl (DSDP Site 122, Leg 13, Hsü et al., 1973a, 1973b), and is correlated laterally with the UU of the deep Liguro-Provençal Basin (Maillard et al., 2006). In the Valencia basin, the UU is bracketed by erosion surfaces at the top and base (Escutia and Maldonado, 1992; Maillard et

al., 2006, Fig. IV.4). The UU of the Valencia Basin pinches out at about 2.8 s TWT on the Catalan margin, where the Margin Erosion Surface (MES) is clearly observed (Garcia et al., 2011, Urgelès et al. 2011). On the Balearic side, however, the UU drapes the margin (Fig. IV.3).

IV.2.3.2. The MSC in the Balearic Domain:

On the Mallorca shelf, an unconformity truncating the Miocene units has been interpreted as the MES, (Acosta et al., 2001a, 2001b, 2002, 2004a, 2004b, 2013, Lüdmann et al., 2011; Just et al., 2011). In the Central Depression offshore Mallorca (Fig. IV.3, bb'), a partly stratified unit limited to the topographic lows has been interpreted as the Upper Evaporites unit, although the lateral geometrical continuity with the UU of the deep Valencia or Algerian basins has never been observed (Acosta et al. 2001a, 2001b, 2002, 2004a, 2004b). Evaporites attributed to the MSC have been drilled onshore in the Bay of Palma depression (hydrological prospect boreholes; Rosell et al., 1998; Mas and Fornos, 2011, 2012). These MSC-related deposits are made of at least 13 layers of selenitic gypsum recording a progressive filling of the basin and a decrease of the water depth. According to Rosell et al. (1998), the Palma gypsum could correspond to the Primary Lower Gypsum (PLG) observed on Sicily and in the Apennines (Roveri et al., 2003, 2008).

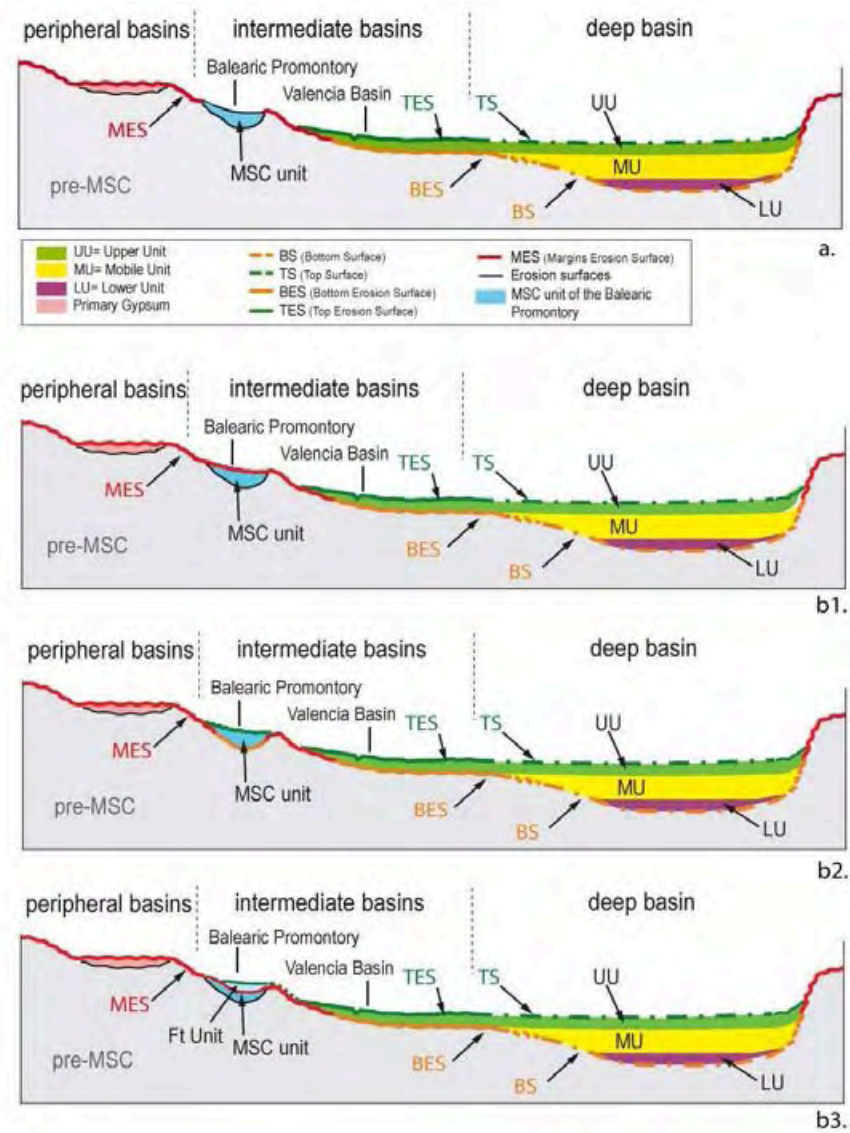


Figure IV. 4: Schematic cross-sections of the Western Mediterranean basin illustrating the geometry of the MSC markers (units and erosional surfaces) from the peripheral basins to the deep basin. Intermediate basins are located at various depths between the peripheral basins and the deep basin, either connected or disconnected from the deep basin (in the case of the Valencia Basin or the Balearic sub-basins, respectively). The Balearic basin deposits are referred to here as the MSC unit because it remains unclear whether they are related to the peripheral evaporites or the deep basin evaporites (UU). a: conceptual model (modified after Lofi et al., 2011a). b: different interpretations of the erosion surfaces bracketing the MSC unit of the Balearic Promontory if: b1: the MSC unit corresponds to the PLG; b2: the MSC unit corresponds to the UU of the Valencia Basin; b3: the MSC unit corresponds both to the PLG and the deep evaporites.

IV.2.4. Data and methodology.

To study the MSC-related deposits, 26 high-resolution seismic profiles (~1800 km) were acquired on the Balearic Promontory during the “SIMBAD” cruise onboard the R/V “Téthys II” (INSU-CNRS/CIRMED) in January 2013, which was funded by the ACTION MARGES II programme (Fig. IV.2).

The seismic system deployed is composed by a mini-GI (SODERA) air gun and a 6-channel streamer (channel interval 25 m). The processing sequence aims to improve the signal-to-noise ratio, and includes the following steps: Common Mid-Point (CMP) gathering, gain recovery, normal moveout correction using variable velocity, CMP stacking (sixfold coverage), post-stack Kirchhoff migration and time-variable frequency filtering. Due to the seismic acquisition system used in the SIMBAD-experiment, the maximum offset does not exceed 250 m, so that no velocity model can be inferred from our dataset. Without velocity information, the main purpose of the migration is to focus most of the diffraction artifacts. Tests on the migration velocities indicate that the hyperbolae are optimally focused for RMS-velocities of 1500 m/s on the margin.

The high-resolution seismic lines (Fig. IV.2) are crossed with several already published seismic profiles (Roca and Guimera, 1992; Maillard et al., 1992; Maillard, 1993; Gallart et al., 1994; Mauffret et al., 1995; Sabat et al., 1997; Acosta et al., 2001b; Just et al., 2011; Maillard and Mauffret 2011; Maillard et al., submitted) to follow the MSC markers over all the study area. This seismic database includes academic seismic profiles obtained during several scientific cruises and oil-industry profiles from the SIGEOF database compiled by the Instituto Geológico y Minero de España (IGME, www.igme.es; Fig. IV.2). We also make use of digital high-resolution multi-channel seismic lines collected by the CARBMED project during the M69/1 cruise onboard the R/V “Meteor” in 2006 (Hübscher et al., 2010).

The acquired lines also cross two oil-industry wells on the Alicante shelf (Elche sub-basin) and two wells in the Valencia Basin (Fig. IV.2). All boreholes were drilled for oil- and gas-exploration purposes and have provided a complete well log dataset and continuous sampling of core cuttings.

The map of the base of the Pliocene-Quaternary unit (P-Q unit) presented in Fig. IV.5 shows the present-day Top surface of the MSC unit (in isobaths) in cases where a MSC unit is

present, and refer to the Miocene/Pliocene-Quaternary boundary (i.e. the MES) when no MSC unit is observed. Fig. IV.6 shows the thickness of the MSC-related units, including the UU and MU in the Algerian, Liguro-Provençal and Valencia basins. The LU is not taken into account because this unit cannot be clearly identified over the mapped area. The velocity used for the conversion is derived from detailed curves giving a mean value of 2.29 km/s for the Pliocene-Quaternary and 3.4 km/s for the Miocene, based on wells (wells 331, 466, 473 and 553 from Lanaja et al., 1987) and ESP analysis (ESP 2, 3, 4, 5, 6 and 7 in the Valencia Basin, Pascal et al., 1992) and assuming a value of 1.5 km/s for the “acoustic velocity” in seawater (Maillard et al., 1992; Pascal et al., 1992).

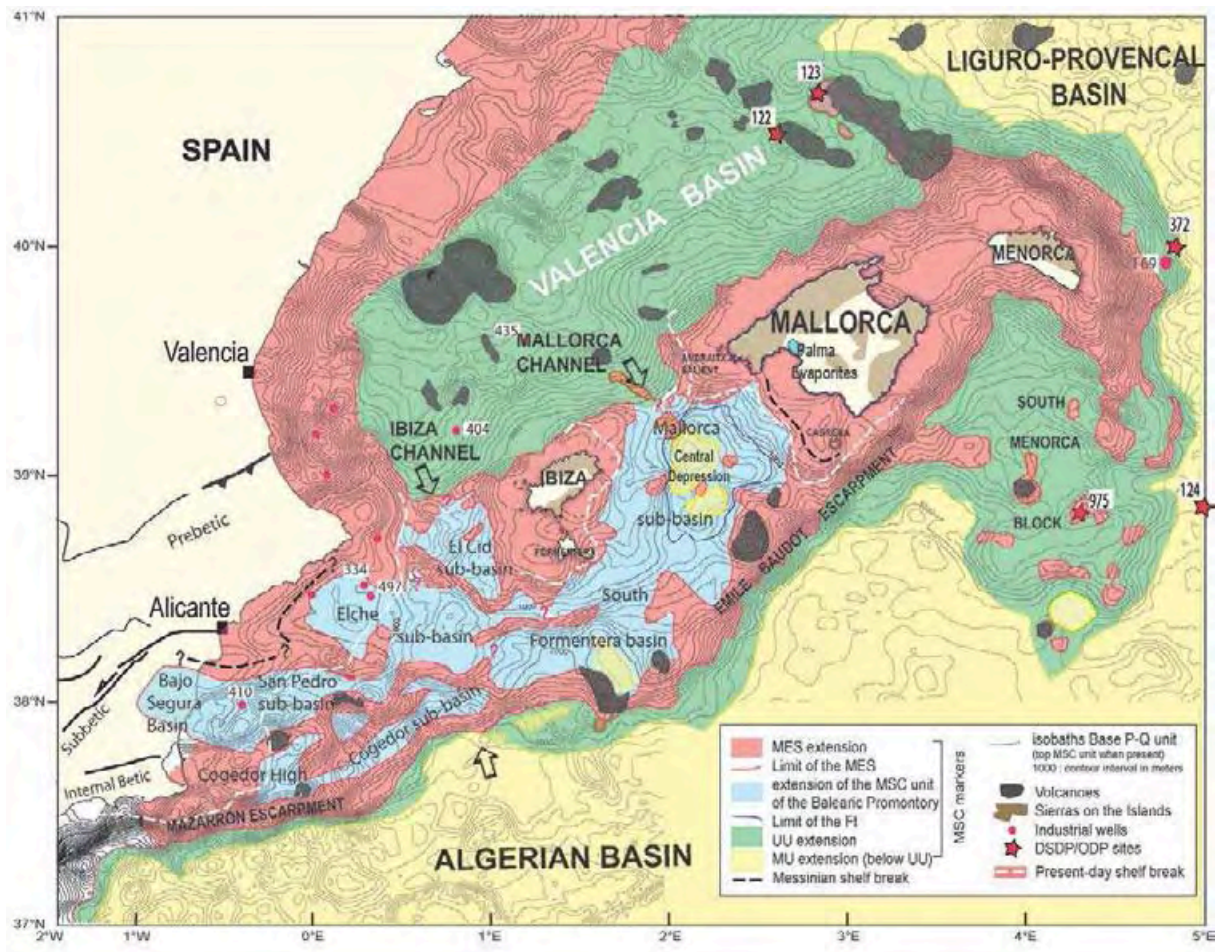


Figure IV. 5: Map showing present-day extent of the MSC units in the study area. The MSC unit of the Balearic Promontory is shown in blue. The MSC units of the deep basin are displayed in green (UU) and yellow (MU). Extent of the Margin Erosion Surface (MES) is shown in red. The isobaths show the depth to the base of the Pliocene-Quaternary unit (P-Q unit), corresponding either to the top of the MSC units, or to the top of the pre-MSC units

when no Messinian is present. The distribution of these isobaths represents the location of the MSC-related basins at different depths.

IV.2.5. Results:

IV.2.5.1. Facies and distribution:

The presence of a MSC-related seismic unit on the Promontory is suspected from low-resolution seismic data. It appears on these profiles as a thin seismic facies made of one or two very high amplitude reflectors on the low-frequency seismic lines (Fig. IV.7). The existence of this MSC unit is now confirmed owing to the new high-resolution Simbad seismic survey. In fact, the prominent reflectors observed on the low-resolution seismic profiles actually correspond to a package on the high-resolution seismic data (Fig. IV.7) characterized by sub-parallel continuous reflectors (2 to 7) of medium amplitude (Fig. IV.8, Zoom 1). An internal facies made up of very thin reflectors (Ft: Facies thin) with lower amplitude (Fig. IV.8, Zoom 2) can often be picked out, usually at the top of the MSC unit, locally onlapping the underlying strong reflectors.

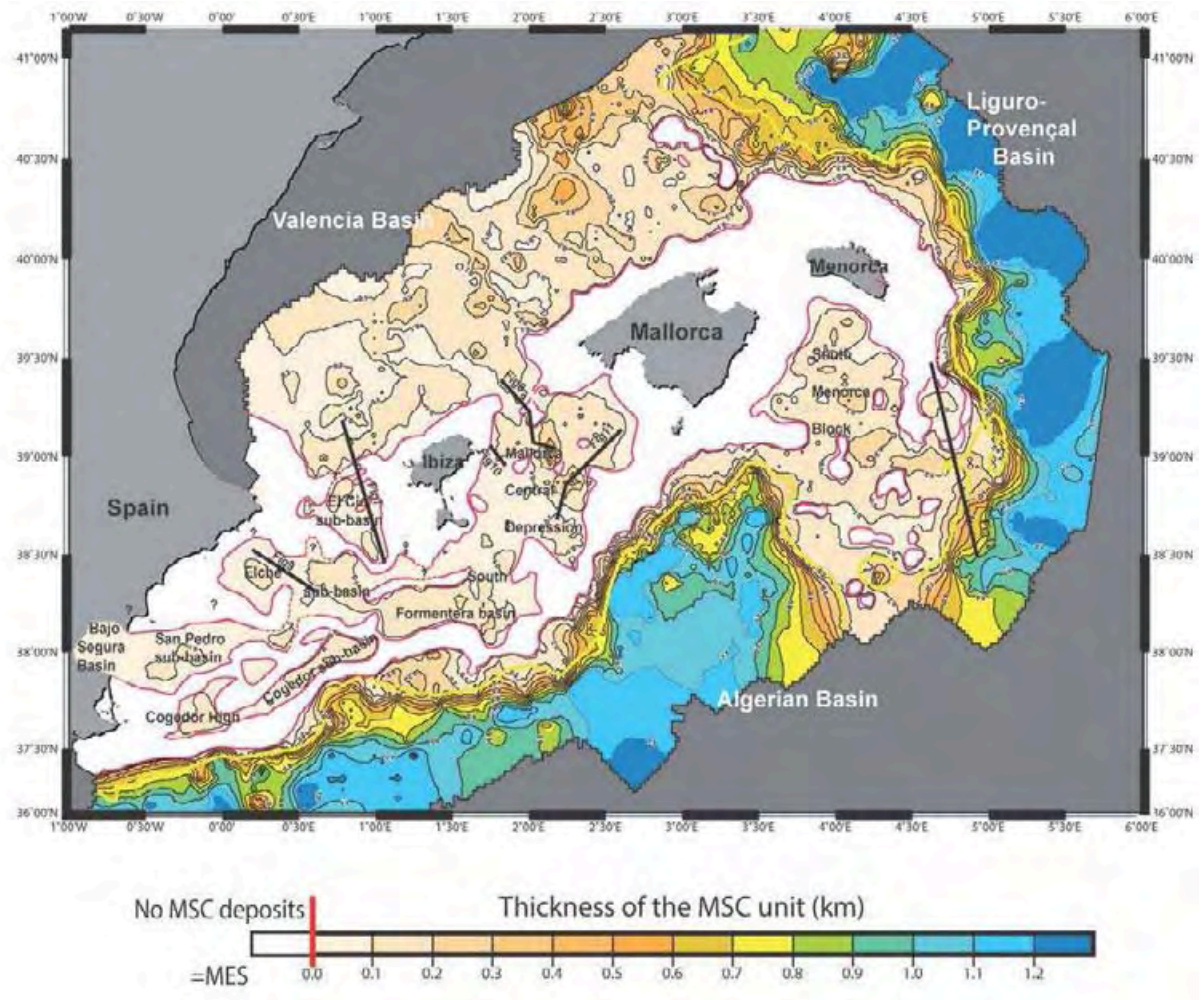


Figure IV. 6: Thickness (in metres) of the MSC units in the study area. The average velocity used to calculate the thickness of the MSC unit is 3400 m/s (Maillard et al., 1992; Pascal et al., 1992; Torné et al., 1992). Red line represents the limit of the MSC deposits. No MSC deposits exist on the shelves of the Balearic Islands. Yellow line represents the limit of the salt (MU). White areas: no MSC deposits. Grey areas: not represented. Thick black lines show the location of the presented seismic profiles.

From the contrasting impedance of this unit compared with the over- and under-lying units, (P-Q unit and pre-MSC unit, respectively; Fig. IV.7), the correlations with the boreholes and MSC-related units all over the NW Mediterranean, we can infer that it is MSC-related, and thus Late Messinian in age. The basal part of the P-Q unit displays a transparent facies (Pt: transparent Pliocene) that is correlated in the boreholes to the basal Pliocene.

The distribution of the MSC unit reveals a set of stepped Messinian basins distributed nearly continuously between the onland outcrops and the deep basins (Fig. IV.5, unit shown

in blue), at depths currently lying between 600 and 2000m. This unit occurs in small sub-basins, i.e.: the Mallorca sub-basin, the South Formentera sub-basin, the El Cid sub-basin between Ibiza Island and Cap Nao, as well as some small elongated sub-basins on the Alicante shelf (Fig. IV.5). The MSC unit is 0-100 m thick (0.05-0.1 s TWTT) in most parts of the study area and reaches up to 300 m in the Central Depression (>0.1 s TWTT). It is very thin and chaotic on the slope (30 to 50 m thick; 0.02 to 0.05 s TWTT; Fig. IV.5 and Fig. IV.6).

Outside the MSC sub-basins, the MES (Fig. IV.7) can be identified due to truncated reflectors in the underlying layered seismic facies which are correlated to pre-MSC units observed locally outside the structural highs and the shelves (Fig. IV.9, Zoom 1), or owing to a high contrast between under- and over-lying seismic facies.

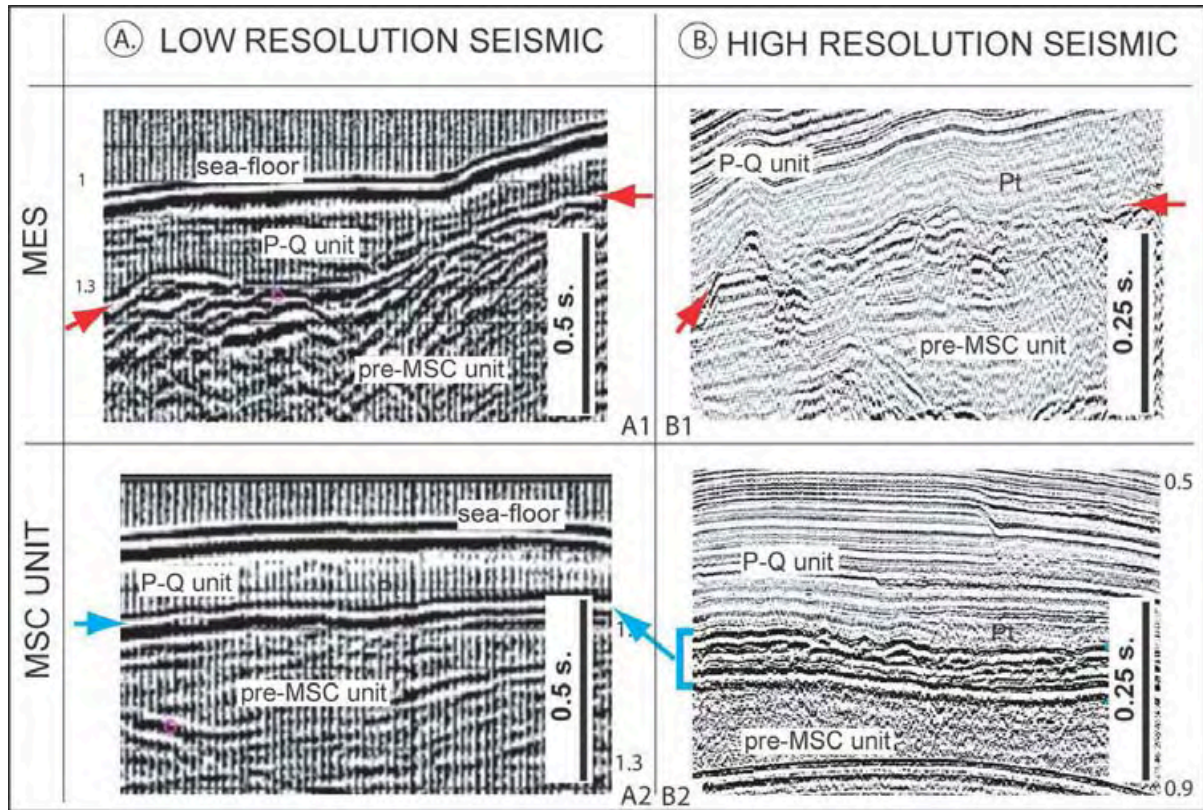


Figure IV. 7: Sections showing the different seismic facies of the MSC unit and the MES in the study area, based on the available low-resolution (column A) and high-resolution (column B) seismic data. P-Q unit= Pliocene-Quaternary seismic unit. Pt= transparent seismic facies at the base of the P-Q unit. Red arrows show the MES. In blue: the MSC unit.

IV.2.5.2. Alicante shelf: ties between wells and seismic profiles

On the Elche sub-basin in the Alicante shelf, the MSC unit can be correlated with two wells (i.e. Calpe-1, borehole 334 and Alicante MU-1, borehole 497) that are intentionally tied to some new seismic profiles (Fig. IV.2 and Fig. IV.5). In this area, the unit displays 4 reflectors at 0.7 s TWTT, with very strong impedance reflections at the base and top (Fig. IV.10). Well completion reports indicate that our MSC unit corresponds to massive layers of white gypsum and anhydrite interbedded with thin grey calcareous clays of Miocene age (Fig. IV.10, Zooms 1 and 2). Although the original completion reports do not contain detailed chronostratigraphic data, our micropaleontological data indicate a Late Messinian age for the sequence (Ochoa et al., 2014).

The base of the MSC unit is the most reflective, but no erosion can be seen; the underlying reflectors seem concordant, even though multiples prevent clear observation. Laterally and down to the present-day shelf break, the MSC unit thickens and is clearly eroded on top) and covered by the transparent facies of the P-Q unit (Fig. IV.10, tolap on Zoom 3. Downslope, the MSC unit passes into a chaotic unit (Fig. IV.10, Grey Unit) which is most likely MSC-related as well. The multiples on the line prevent us from seeing the geometry of the reflectors of the Pliocene-Quaternary unit on the shelf, but they appear discordant on the MSC unit on the slope (Fig. IV.10, Zoom 1). Pliocene-Quaternary soft silty clays and limestones overlie the MSC unit, building the Present-day shelf and slope (Fig. IV.10, Zoom 2). Farther south-east, the MSC unit is present in a graben located 0.5 s TWTT downward. Indeed, the MSC unit is offset by post-MSC faults observed in many other sites throughout the Promontory.

The MSC unit can be traced on oil-industry seismic profiles, and extends across another sub-basin, the San Pedro sub-basin, which is also E-W elongated and separated from the Elche sub-basin by the Tabarca High. The San Pedro sub-basin continues onland into the Bajo Segura basin, where the same MSC unit can be followed from land to sea at a depth of 500 m in the 410 well (Soria et al., 2008; Alfaro et al., 2012). Onshore studies along the Bajo Segura Basin have dated this unit (i.e. San Miguel Fm.) as Messinian (Montenat et al., 1990; Soria et al., 2008) and have interpreted the gypsum beds as equivalent to the Yesares member of the Sorbas Basin (Soria et al., 2008). Thus, this sequence corresponds to the lithological expression of MSC stage 1 (CIESM, 2008). Hence, the well-to-seismic tie indicates that the MSC unit on the Alicante shelf corresponds to the Primary Lower Gypsum (PLG).

Another sub-basin (the Cogedor sub-basin) can be observed farther south, showing a narrow and SW-NE elongated outline.

IV.2.5.3. Ibiza Channel:

The left part of the Fig. IV.8 shows the UU across the Valencia Basin and the location of a seismic-tied well (Ibiza Marino AN-1, borehole 404). At this point, UU is found at 2 s TWTT and shows high amplitude reflectors. Borehole data indicate that these reflectors correspond to 37 m of gray clays and marls intercalated with thin beds of anhydrite and gypsum (1645 – 1682 m well depth; Fig. IV.8, Zoom 1). Underlying these alternating clays and marls, the seismic profile shows a package formed of chaotic seismic facies, which corresponds to 108 m of gray marls with some gypsum laminae. This package is interpreted as the Complex Unit (CU), which has been linked to the clastic products of former Messinian drainage networks (Lofi et al., 2005) or as resedimented turbidites (Martinez Del Olmo et al., 2011). The MSC unit of the Valencia Basin drapes the margin towards the Ibiza Channel. It could not be tied unequivocally to the MSC unit of the El Cid sub-basin because of highs related to the Betic thrusts (Fig. IV.8). However, throughout the Balearic Promontory, the MSC unit appears below the nearly transparent seismic facies (Pt) which is widely present in the NW Mediterranean at the base of the P-Q unit. In the study area, this transparent facies has been drilled in two oil-industry wells (at Ibiza Marino AN-1 (borehole 404 on Fig. IV.8) and Calpe-1 (borehole 334 on Fig. IV.3). Recent biostratigraphic analyses have been carried out on post-evaporitic sediments from both wells. Based on the First Occurrences (FO) of *Globorotalia margaritae* (5.08 Ma) and *G. punctulata* (4.52 Ma) in these wells, a Zanclean age is supported for the transparent reflectors (Ochoa et al. unpublished data). Since the Pt seismic facies is continuous throughout the Balearic Promontory from the Valencia Basin (correlated to DSDP drillholes 122 and 123 in the NE part of the basin) across to the Algerian domain (correlated also with the Pliocene in DSDP drillholes 124 and 975), it is most likely that the MSC unit, always located at the base of the Pt unit, records the same age as the UU.

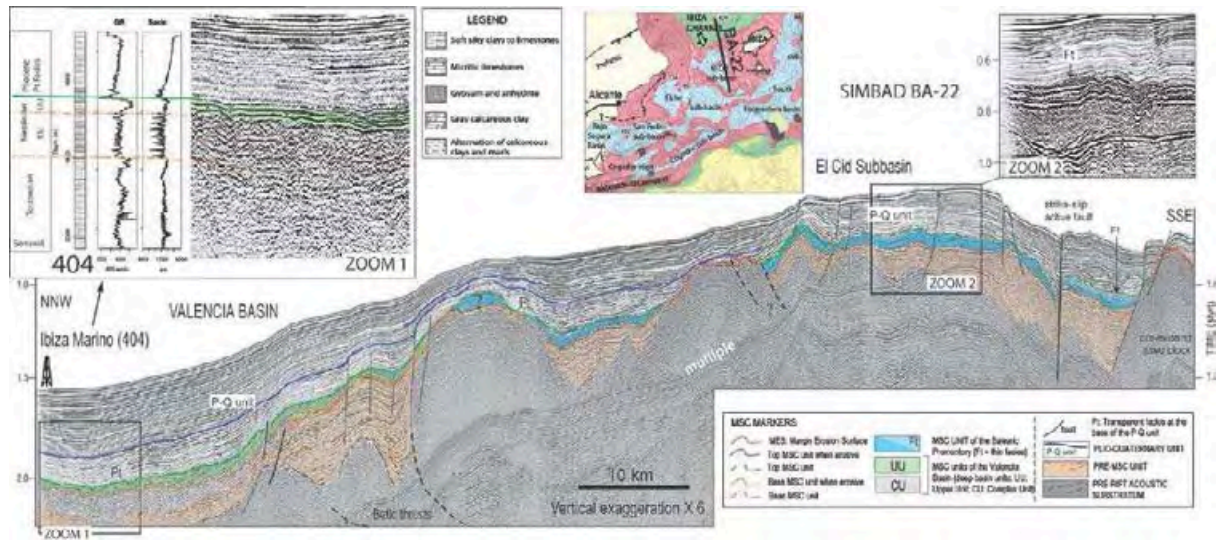


Figure IV. 8: Simbad-BA22 seismic line in the Ibiza Channel, illustrating the transition between the Valencia Basin and the El Cid sub-basin. The MSC unit of the Valencia Basin (UU, in green), is tied to the Ibiza Marino 404 borehole (Zoom 1, see text for explanation). The MSC unit of the El Cid sub-basin on the Balearic Promontory is thin and isopachous, locally containing the thin facies (Ft; zoom 2). The substratum shows complex deformation, related to tilt blocks associated with rifting, Betic thrusts and present-day reactivation.

Fig. IV.8 shows the continuity of the Pt unit towards the south of the Ibiza Channel, along with a rather well-layered seismic facies beneath with a thickness often reaching 0.1s TWTT (100 m; Fig. IV.6) representing the thin isopachous MSC unit in the El Cid sub-basin. Facies Ft can often be observed on the top of four well-expressed high-amplitude reflectors. The base of the MSC unit is the most highly contrasted reflector, being rather flat, while the top is more deformed, corrugated and locally eroded. The underlying unit in this area shows a non-layered and mostly homogenous seismic facies (transparent to chaotic), which prevents us from seeing if the base of the MSC unit is an erosion surface. The El Cid sub-basin appears disconnected from the Elche sub-basin by a structural high.

The southern part of the Ibiza Channel shows an important MSC sub-basin, the South Formentera sub-basin, containing a thick MSC unit (> 100 m, Fig. IV.6) that seems to prolong the Elche basin. Eastward, no high-resolution seismic data is available, but correlations with the numerous oil-industry seismic surveys are clear enough to support a connection between the MSC unit existing in the South Formentera sub-basin and in the Mallorca sub-basin. However, the South Formentera and Cogedor sub-basins are clearly disconnected from the

MSC units (both UU and MU) of the deep Algerian basin by highs (Mazarròn escarpments, volcanoes and/or tilt blocks).

IV.2.5.4. Mallorca Channel:

The thick MSC unit of the Mallorca sub-basin connects with the South Formentera sub-basin. Everywhere except in the Central Depression, the MSC unit is present with the same seismic facies as in the Ibiza Channel, made up of 2 to 5 subparallel reflectors in places overlain by the Ft (Fig. IV.9, Line BA-04). Both the base and Top of the MSC unit are locally erosive. However, the unit below the MSC unit is often non-reflective and nearly transparent. The pre-MSC unit thickness does not vary in relation with the highs or lows (Fig. IV.9, Line BA-04): the faults affecting the MSC unit mostly express post-MSC tectonics. It is noteworthy that the highest parts of the Mallorca Channel contain an MSC unit, while the lower slope towards the Valencia Basin is eroded by the MES. On the borders of the sub-basin, the MSC unit is thin but drapes the Ibiza and Mallorca slopes up to 0.5 s TWTT. Upslope, the MSC unit passes into the MES, which is characterized by a single strong reflector (Fig. IV.11).

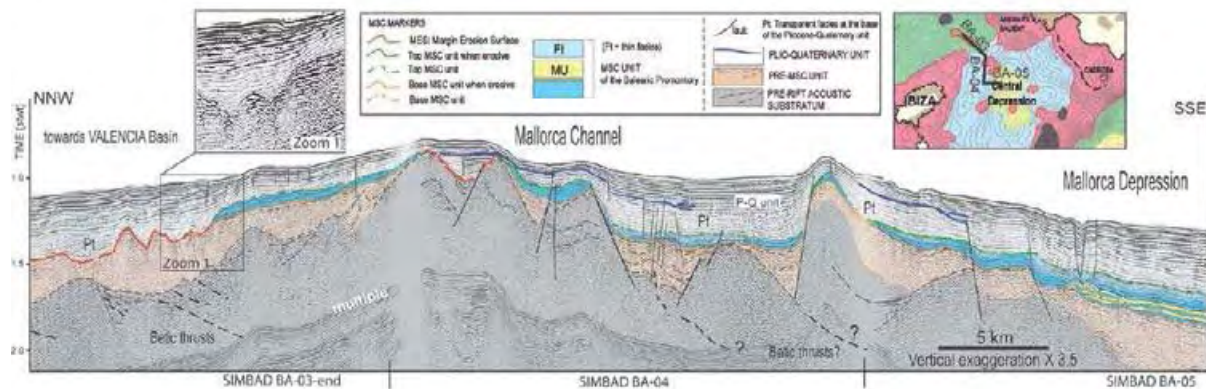


Figure IV. 9: Simbad-BA03-04-05 seismic profiles in the Mallorca Channel, illustrating the transition between the Valencia Basin and the Central Depression. The MES is largely represented in the Valencia Basin, while the MSC unit (in blue) is widely present in the Mallorca Channel, thickening towards the Central Depression where the MU is intercalated. The MSC unit is offset in most cases by normal and strike-slip faults.

Towards the Central Depression, the MSC unit thickens (Fig. IV.9, Line BA-05) and its seismic facies changes. Indeed, a transparent seismic facies appears in the deep part of the depression (deeper than 1.5 s TWTT), intercalated at the base of the MSC unit (Fig. IV.9,

Line BA-05 and Fig. IV.12, unit shown in yellow), which can reach a thickness of 0.1 s TWTT (i.e. 300-350 m). The base of the MSC unit is difficult to pick out precisely because there could be rigging artefacts (Fig. IV.12). The base of the MSC unit shows erosion toward the borders of the Central Depression, locally displaying some truncated reflectors in the pre-MSC unit (Fig. IV.11 and Fig. IV.12). On the borders of the depression, we find evidence of faults affecting the MSC and P-Q units and/or a downward bending of the P-Q unit. The observed deformation is located at the pinch-out of the transparent facies (Fig. IV.9 Line BA-04 and BA-05, Fig. IV.12, Zoom 1), but the faults are clearly rooted in the transparent facies and affect only the overlying sedimentary cover. We therefore assume that the transparent facies corresponds to a ductile layer which can be correlated with a salt unit (MU). This layer thus provides a *décollement* to account for the gravity gliding and/or spreading of the brittle overlying units (Gauillier and Vendeville, 2005; Rowan et al., 2012). Displacement and deformation are weak mainly because the depression is small and closed, preventing lateral salt flow (Fig. IV.6). The Ft facies is observed above the MU, being localized in the Central Depression (Fig. IV.5, limit of the Ft). No erosion is observed at the top of the facies here, which may be due to the flat morphology of the Central Depression and the correlative concordance of the seismic units. Towards the borders of the Central Depression, the Ft facies onlaps onto the MSC unit located on the slopes (Fig. IV.12, Zoom 2).

IV.2.5.5. South Menorca Block:

Except on local structural highs, the MSC unit covers the South-Minorca Block (UU, Fig. IV.3, aa' and Fig. IV.5). Since the thickness of this unit reaches more than 200 m (0.2 to 0.3 s TWTT; Fig. IV.6), it can be clearly seen on the low-resolution seismic database. It displays 2 to 6 high-amplitude reflectors contrasting with over/underlying seismic units and thickens progressively downslope. Fig. IV.13 shows 3 structural blocks (probably horsts inherited from the rifting) that disconnect the MSC unit, but the geometry of the reflectors reveals a recent phase of crustal tectonic activity: the faults delimiting the blocks disrupt the MSC and the Plio-Quaternary units. Moreover, the Plio-Quaternary unit is bent parallel to the MSC unit and both can be locally eroded at the surface. In the southern part of the line, salt tectonics is linked to the presence of the MU in the deep basin (Fig. IV.13, on the right). Once removing both the effects of crustal post-MSC tectonics and salt gravity gliding, we can easily connect the MSC unit across each part of the structural highs, and establish that the MSC unit on the South Menorca Block is continuous with the UU of the deep basin.

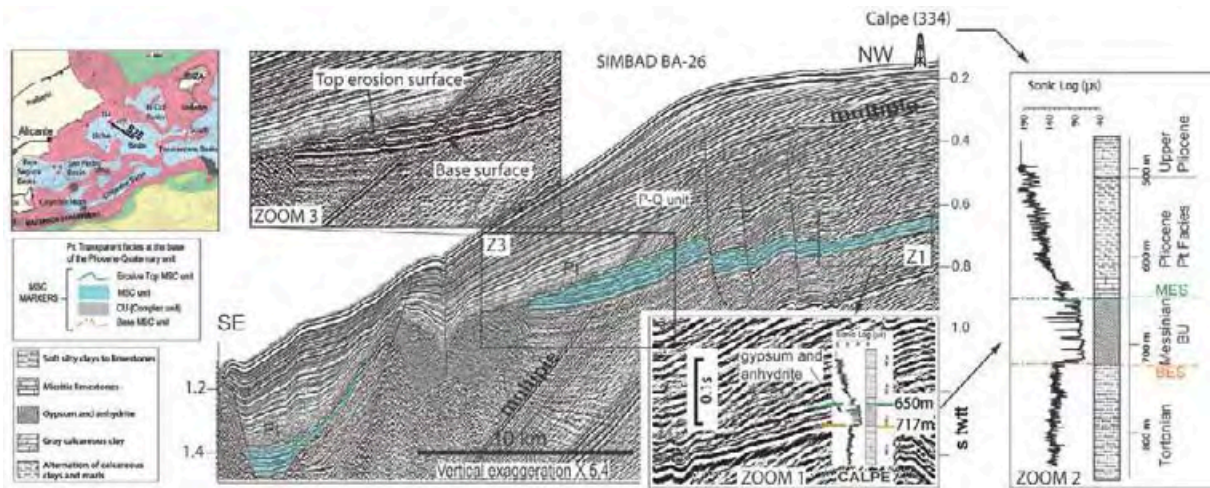


Figure IV. 10: Simbad-BA26 seismic line in the Elche sub-basin, illustrating the MSC unit (in blue) on the Alicante shelf. The MSC unit is tied to the Calpe (334) borehole and occurs at a depth of 650 to 717 m (Zoom 1). It is made up of gypsum and anhydrite beds (Zoom 2). The MSC unit thickens basinwards and is offset by post-MSC faults. Zoom 3 shows clear erosion at the top of the MSC unit.

Away from the South-Menorca Block, the UU extends to the east (NE Menorca margin) and to the west (E. Baudot and Mazzaron Escarpments), where the pinch-out of the MSC unit onto the margins is sharp and apparently controlled by faults (Sabat et al., 1997; Camerlenghi et al., 2009; Maillard and Gorini, 2010; Fig. IV.3, bb' and cc'). Where the margins are less steep or display steps, the MU pinches out progressively and only the UU covers the stepped horizontal ramp, as is the case on the South Menorca Block, or across the entire Valencia Basin (Intermediate-depth basin between margins and deep basins, Fig. IV.4; Lofi et al., 2011a).

IV.2.6. Discussion:

The study of MSC markers on the Balearic Promontory shows the occurrence of a thin but widespread MSC unit over the whole of this domain.

The thin and nearly isopachous MSC unit drapes the Balearic Promontory at all depths ranging from 500 to 2 000 m present-day water depth, except on some local highs (Fig. IV.3 and Fig. IV.5). In our study, MSC deposits are recorded nearly continuously from the Alicante shelf to the Mallorca SW shelf, distributed in partially closed sub-basins. This unit is clearly disconnected from the Algerian basin by the Mazzaron and E. Baudot Escarpments,

where the deep-basin MSC units (MU and UU, Fig. IV.3, bb', cc' and Fig. IV.5) onlap onto the margin, as observed around most of the NW Mediterranean margins. Indeed, the MU/UU usually onlaps at around 3 s TWTT onto the MES. Thus, the MES is usually observed on the slopes of the Liguro-Provençal and Algerian basins where such a thin MSC unit has never been observed (Lofi et al., 2011b). Peripheral MSC basins lie at the margins of the deep basin and crop out at present onland, which is not the case for the sub-basins mapped on the Alicante shelf. Thus, the presence of a MSC unit at such shallow depths on the Promontory is unexpected. On the northern side, a connection with Valencia basin remains possible.

IV.2.6.1. Correlation between the different sub-basins:

Considering the homogeneous seismic facies and thickness of the MSC units (between 100-200 m) in all the small sub-basins, it is most likely that their environments and depths of deposition were all rather similar. However, the spatial/geometrical and stratigraphic relationships among the various MSC units observed are difficult to assess at the scale of the study area. Due to the structural complexity of the area, it is difficult to recognize lateral continuity/discontinuity among the MSC units, either because such a connection did not exist, or because post-MSC tectonics overprinted the records. The occurrence of post-MSC displacements along faults adds further complexity to deciphering the lateral continuity of the MSC units.

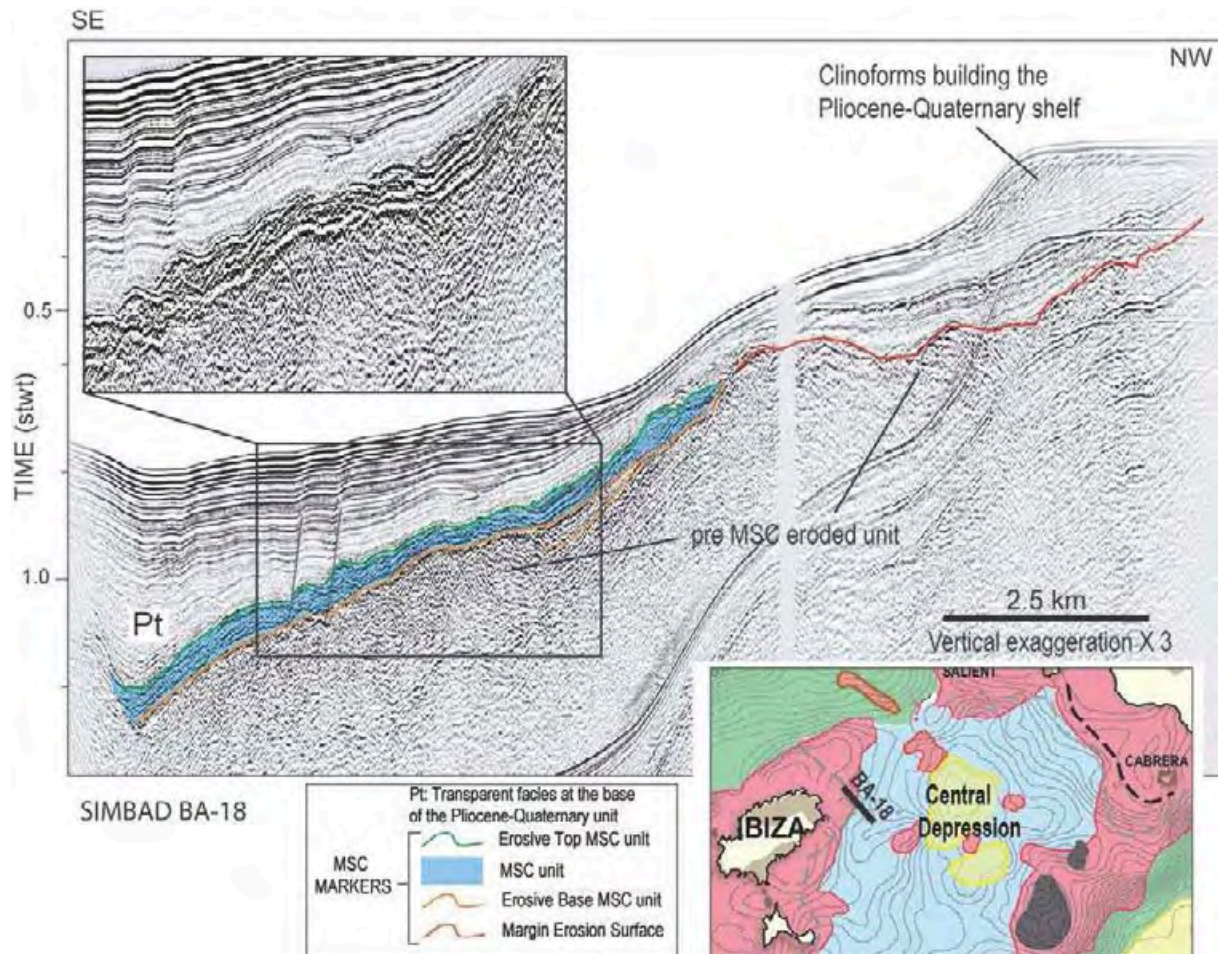


Figure IV. 11: Seismic profile Simbad-BA18 in the Mallorca sub-basin illustrating the MSC unit present in the Ibiza slope domain. The MSC unit is present up to 0.6 s TWTT, associated with disturbed seismic facies linked to gliding on its base (Zoom 1). The base of the MSC unit is clearly erosive here. Upslope, the MSC unit thins upwards, onlapping onto the Ibiza margin and passing into the MES.

In the Ibiza Channel, the disconnection between the sub-basins is partly due to local structural highs that clearly existed before the crisis, mostly resulting from rifting but also from Betic thrusts. These highs evidently show post-MSC remobilization (Maillard and Mauffret, 2011; Alfaro et al., 2012; Acosta et al., 2013). Even if a disconnection existed, it is however difficult to imagine any large differences in paleodepth. Depth differences never exceed 0.2 s TWTT and, moreover, the MSC unit is not horizontal but instead deformed (Fig. IV.3, cc'). We propose that the sub-basins of the Ibiza channel (El Cid, Elche and Formentera) could have formed only a single basin before post-MSC tectonics.

As we can correlate the MSC unit of the Elche and San Pedro sub-basins with the peripheral gypsum, all the MSC sub-basins found between Alicante and Ibiza are thus likely to represent the PLG (Fig. IV.4, b1).

Towards the east, the Formentera sub-basin joins up with the Mallorca sub-basin (Fig. IV.5). The MSC unit extends here onto the Ibiza and Mallorca slopes and into the Mallorca Channel, so its interpretation as representing the PLG would also be compatible with the existence of gypsum in the Bay of Palma onshore. Indeed, according to Rosell et al. (1998), the number of cycles recorded in this unit is close to that observed in Italy and Sicily in the Lower Evaporites (Rosell et al., 1998) and these gypsum beds appear to be correlated with the peripheral evaporites (PLG-stage 1, CIESM, 2008).

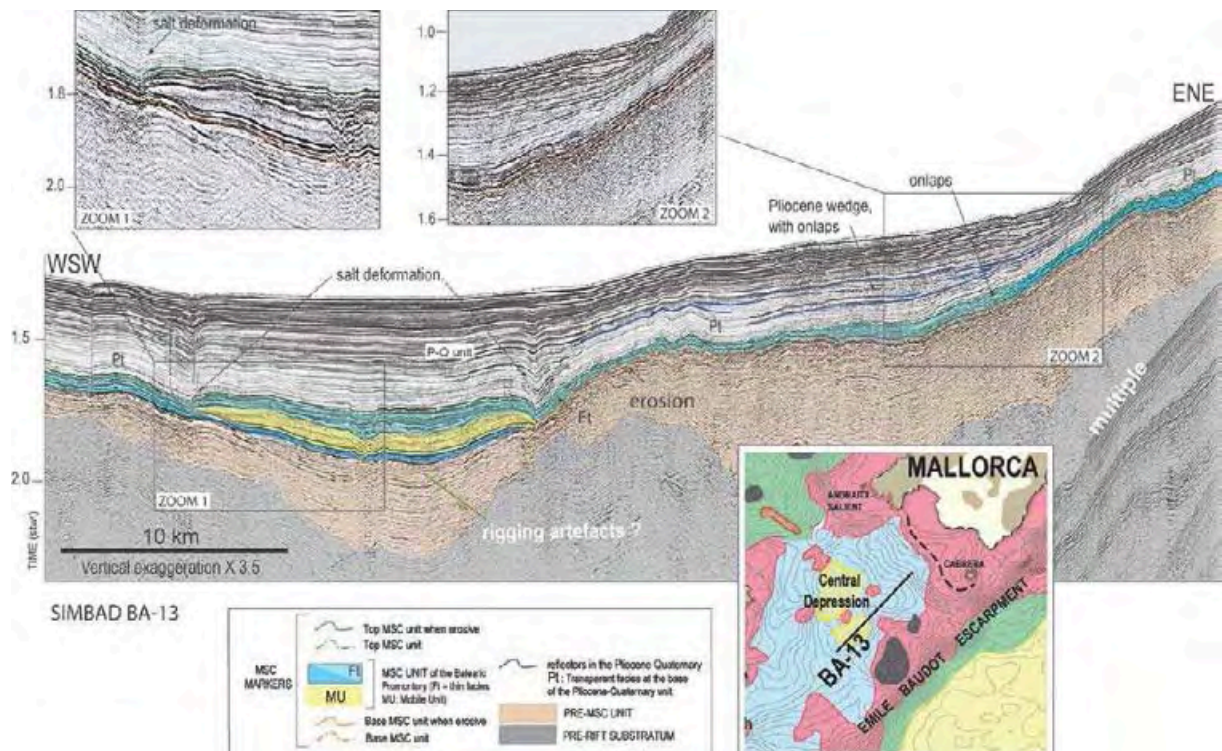


Figure IV. 12: Seismic profile Simbad-BA13 in the Mallorca sub-basin illustrating the MSC unit extending from the Central Depression to the Mallorca slope. The MSC unit in the Central Depression contains the MU, which is responsible for salt deformation (Zoom 1), with the thin facies (Ft) on top, which extends onto the borders. In the Mallorca slope domain, the MSC unit thins upwards and the Ft onlaps onto the MSC unit present on the slope (Zoom 2).

In the Central Depression, however, a particular onlap geometry is observed: the thick MSC unit, including the MU overlain by Ft, seems to passively fill the depression and onlaps

onto the thinner MSC unit of the borders (Fig. IV.12, Zoom 2; Maillard et al., submitted). This geometrical relationship allows us to identify at least two generations of MSC deposits in the area, with progressively younger units forming in the depression. In that case, the MSC unit (or at least part of it) in the Central Depression could postdate the PLG.

Ft can also be distinguished in the Ibiza Channel, lying unconformably at the top of the MSC unit (Fig. IV.8, Zoom 2). However, it cannot be observed on the low-resolution seismic profiles, so its extension cannot be traced any further. The MSC unit seems not to be restricted to lows, perhaps because of post-depositional reactivation, more important here than in the Mallorca Channel area, which could lead to major vertical movements. It is also worth noting that the only place where Ft is completely missing is the Alicante shelf, where the MSC unit is tied to boreholes that have drilled the PLG. Ft could then be linked to the second generation of evaporites (deep evaporites).

IV.2.6.2. Correlation with MSC units in the deep basins:

The geometrical relationship between the MSC units of the sub-basins and evaporites in the deep basins is the key to linking the scenarii adopted for the formation of peripheral and deep evaporites during the MSC.

The MSC unit of the Balearic Promontory deepens progressively towards the Valencia Basin. The relationships with the MSC units in the Valencia Basin are crucial for constraining the timing of evaporite precipitation. However, the continuity cannot be established at present with any certainty due to the presence of structural sills disconnecting the basins. Moreover, there are insufficient high-resolution seismic lines to identify a possibly localized connection. Fig. IV.8 nevertheless shows lateral relationship between the MSC unit in the Ibiza Channel and the MSC unit (UU) of the Valencia Basin: the depth and facies are very similar and both MSC units are eroded at their top and base. These observations favour a continuous MSC unit forming a drape extending from the Valencia Basin to the Balearic Promontory, contrary to the situation observed on the Liguro-Provençal and Algerian margins (Fig. IV.4, b2). However, since the UU of the Valencia Basin is correlated with the UU of the adjacent Liguro-Provençal deep basin, and the Elche MSC unit to the PLG evaporites, this would imply a single phase of deposition for the evaporites.

Borehole analyses provide evidence that the MSC unit cored in the Ibiza Marino well located in the Valencia Basin can be distinguished from the PLG gypsum. Another possibility is to link the shallow MSC unit of the Balearic Promontory to the peripheral PLG evaporites, and the Central Depression succession (Ft and MU) to the deep-basin evaporites, as proposed in the two-step scenario (CIESM; Fig. IV.4, b3).

Indeed, in the Central Depression, the occurrence of a thinly bedded seismic facies Ft above mobile salt exhibits a strong analogy with the deep-basin evaporites, which consists of UU overlying MU, or with the Sicilian succession consisting of Upper Evaporites above Halite (Decima and Wezel, 1973; Roveri et al., 2008; Manzi et al., 2009; Lofi et al., 2011a). Moreover, the possible layered reflections below the salt could be compared to the LU. The MU found in the Central Depression currently lies at depths of 1 000 to 1 500 m, which is much shallower than the depth of the MU in the deep basins (3 500-4500 m). It is also thinner (100-200 m thick) and intercalated within bedded reflections. Such thin salt layers possibly also exist locally in the depression south of the Formentera sub-basin (Fig. IV.5 and Camerlenghi et al., 2013), and others have been recently observed in the UU of the west Sardinia deep margin (Geletti et al., 2014). No chronostratigraphic correlation can then be established between these salt layers and the MU of the deep-basin succession.

The two-step scenario involves intense erosion of the peripheral evaporites during the precipitation of deep evaporites. As regards to the Mallorca sub-basin, we note that no erosion is observed on top of the Ft unit in the Central Depression, whereas it is clearly observed in shallower environments at the borders of the depression. In the Elche sub-basin also, erosion clearly affects the top MSC unit (Fig. IV.10, Zoom 3). Fig. IV.9 (Zoom 1) shows erosion on top of a perched MSC unit that connects with the MES at progressively greater depths towards the Valencia Basin. Even if the MES is polygenic, it seems difficult to understand how the MSC unit could be deposited while erosion was taking place in the deeper area at the same time. Geometrical relationships suggest linking the major erosion marker (the MES) to erosion on top of the MSC unit of the Mallorca Channel (Fig. IV.9, Line BA-03, Zoom 1). In the Valencia Basin, the MSC unit (UU) is also eroded on top, but this erosion surface (TES) is flat and incised by a drainage network (Escutia and Maldonado, 1992; Maillard et al., 2006), so we would more likely link the MES to the bottom erosion surface (Fig. IV.4, BES). As a consequence, the MSC unit of the Mallorca Channel would be older than the ones in the Valencia Basin.

In that case, the MSC unit of the Balearic Promontory would be coeval with the first-stage evaporites and could have been eroded during the major drawdown (second stage), while only the Central Depression succession (Ft and MU) would be deposited coevally with the deep basin evaporites (Fig. IV.4, b3). We support that interpretation.

IV.2.6.3. Local occurrence of halite in the Central Mallorca Depression.

The occurrence of a halite layer in the Central Depression, at a depth of 1 000-1 500 m, challenges the concept that salt is generally restricted to the deep abyssal domain of the Northwest Mediterranean in passive tectonic settings (at around 4 000- 5 000 m depth).

Post-MSC vertical movements in Mallorca could not account for such differences: subsidence of the Central Depression is weak, since the maximum thickness of the Plio-Quaternary unit is 500 m, and post-MSC tectonics consists mostly of normal and strike-slip faulting (Fig. IV.9; Acosta et al., 2004a, 2004b). Removing these effects would in any case enhance the offset between the deep domains and the Balearic Promontory.

For comparison, few areas containing MU have been identified in the shallow parts of the Northwest Mediterranean. The East Sardinia Basin located on the continental crust of the East Tyrrhenian margin is disconnected from the oceanic domain, and contains MU deposits at around 2.5-3.0 s TWTT - depth (Gaullier et al., 2014). Salt also exists on the continental shelf of Greece offshore from Thassos Island, at around 2 s TWTT - depth (Prinos Basin, Proedrou and Papaconstantinou, 2004), at depths comparable to those of the occurrences studied here. Proedrou and Papaconstantinou (2004) also describe erosion cutting the top of the Messinian unit in Prinos Basin. A similar configuration is observed on the Tunisian margin downslope where 200m of Messinian halite eroded at the top have been drilled (El Euch-El Koundi et al., 2009). Other halite deposits are known onland, such as in the Sicilian succession, as well as in Calabria (on the Ionian seaboard), but controversy persists as to whether they represent deep or marginal basins (Butler et al., 1995; Clauzon et al., 1996; Rouchy et al., 2006; Roveri et al., 2006, 2014). These examples show that evaporites occurring at intermediate depths between the deep and marginal basins could have formed in perched basins during the MSC. However, their active tectonic settings are very different from the passive margins of the Northwest Mediterranean, which prevents from restoring the exact paleo-topography.

The existence of salt in the Central Depression at shallow depths, belonging to an undeformed and possibly complete MSC succession, favours the hypothesis that the MU was deposited passively as the filling of a closed or partially closed perched basin.

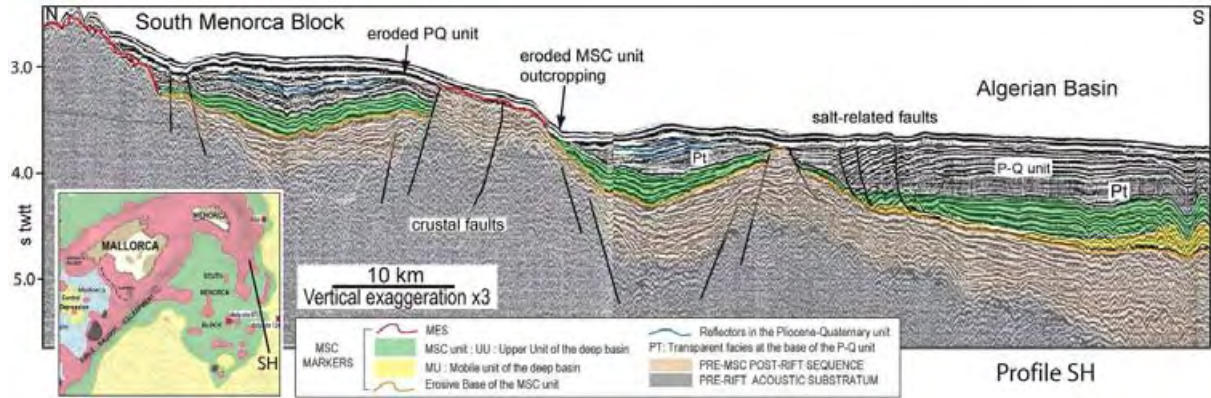


Figure IV. 13: Industrial low-resolution seismic profile SH across the South Menorca Block illustrating the MSC unit (UU shown here in green), which is in continuity with deep-basin evaporites in the Algerian Basin composed of MU and UU. Faults illustrate an important phase of post-MSC deformation that may reactivate crustal blocks.

IV.2.6.4. Proposed local scenario for the MSC on the Balearic Promontory:

In a passive tectonic setting such as developed in the Northwest Mediterranean, the horizontal onlap of MSC units onto the MES on the slopes (Fig. IV.4, a) suggests the progressive infilling of the deep basin (Bache et al., 2009, 2012). The same configuration of MSC units in the Central depression is observed at shallower depth, supporting the idea of a parallel development of several more or less disconnected sub-basins with different base levels. The onlap of the deep-basin MSC units onto the MES at the margins can no longer be interpreted simply as a paleomorphological marker.

Outside the Central Depression, the MSC units are thin and bedded, and do not contain any record of MU. The different MSC sub-basins were perhaps not deep enough or sufficiently confined to allow precipitation of halite.

Such thin MSC units have been described locally on seismic profiles around the Northwest Mediterranean, all located at intermediate depths between deep and peripheral basins (Fig. IV.4; West Corsica basin, East Corsica basin, East Sardinia Margin, Lofi et al., 2011a; Gaullier et al., 2014). These profiles reveal a thin-bedded MSC record essentially composed of a single unit (BU or Bedded Unit), that can also be disconnected from the deep basins (East Corsica, Thinon et al., 2011).

The MSC units of the study area could fill a pre-existing perched and closed topography, possibly deposited as a result of evaporative drawdown at different depths as proposed by Rouchy and Caruso, (2006) and Ryan, (2008). Their precipitation could have occurred diachronously or at least diachronously with respect to the deep-basin evaporites. However, to test this hypothesis, we need to reconstruct the Messinian paleotopography, taking into account vertical movements that could be more important than previously thought.

IV.2.7. Conclusion:

The SIMBAD seismic survey allows us to observe that:

1. The MSC unit is widespread over the Balearic Promontory. It appears as a thin bedded unit 0-200 m thick in most parts of the study area. Boreholes analyses suggest that it is correlated on the Alicante shelf with the primary gypsum (PLG, Rossell et al., 1998; Roveri et al., 2003), and geometrical relationships suggest its continuity until the Mallorca area. The MSC unit is eroded at its top and passes laterally into the MES at depths shallower than 500m.
2. The Central Depression between Mallorca and Ibiza islands displays a thicker MSC unit, whose lowermost transparent part, displaying flow features, corresponds to a salt layer. This MSC unit resembles the deep-basin MSC succession. Geometrical relationships suggest that the MSC in the Central Depression could postdate the primary gypsum.
3. The MSC unit is distributed over the Promontory in small perched sub-basins. The sub-basins are locally separated by highs which are controlled by the post-MSC tectonics. They are clearly disconnected from the Algerian Basin, but could have been all connected during the Messinian crisis. The upper part of the MSC unit of the Balearic Promontory (Ft and MU) could be continuous with the MSC unit of the Valencia Basin.

Deciphering the spatial/geometrical and stratigraphic relationships among the MSC units in all sub-basins is complex because of the occurrence of tectonic heritage and post-MSC deformation. Considering the homogeneous seismic facies and thickness of the MSC units in all the small sub-basins, it is most likely that their environments and depths of deposition were all rather similar. Most surprising is the relationship with the Valencia Basin, where the MSC units are geometrically nearly continuous with the ones observed on the Promontory, which could favour of a synchronous character of the onset of all the Mediterranean

evaporites (Krijgsman et al., 1999). However, the lack of unequivocal ubiquitous chronostratigraphic data prevents us from establishing a precise correlation between the different MSC-units. Based on the observation of at least two generations of MSC deposits in the Central Depression, we suggest that the evaporites of the Balearic Promontory were deposited passively in closed or partially closed perched sub-basins, possibly as a result of evaporative drawdown at different depths and possibly diachronously, at least with respect to the deep-basin evaporites.

IV.3. Article 3 : Les dépôts liés à la crise dans la dépression centrale de Majorque et le bassin de Palma (Maillard, Driussi et al., 2014):

L'article suivant présente un travail de détail sur la Dépression Centrale de Majorque où nous avons mis en évidence la présence de dépôts épais et probablement salifères associés à la crise de salinité messinienne. Le but de ce travail est là aussi de comprendre la nature et la relation entre les bassins périphériques et les bassins profonds, mais le choix du lieu sur la pente ouest de Majorque est stratégique car du gypse relié aux gypses primaires a été foré dans le bassin de Palma fournissant ainsi un enregistrement continu terre-mer. Les anciens profils basse résolution de la dépression en mer ont été réinterprétés en se focalisant sur l'unité messinienne (appelée ici BU pour Bedded Unit, suivant la nomenclature de l'Atlas, Lofi et al., 2011) et corrélés avec la sismique haute résolution, tout en tenant compte des données de forages sur la plateforme de Palma.

La sismique haute résolution permet de différencier l'unité liée à la crise sur les pentes de la dépression et dans le centre du bassin central. Dans le centre de la dépression centrale de Majorque, nos observations montrent, une sous-unité transparente et épaisse de 100 à 250m intercalée dans des facies plus lités. Cette sous-unité transparente est interprétée comme une couche de sel mobile, comme suggéré par des indices de déformation salifère observés sur les bords de la dépression. Cette sous-unité salifère est surmontée par un faciès fin et bien lité dont la réponse sismique est très proche de celle des évaporites supérieures (UU) des bassins profonds. Cet ensemble sismique des dépôts liés à la crise dans la Dépression Centrale de Majorque ressemble donc à la trilogie (LU, MU, UU) des bassins profonds. Sur les bords de la Dépression Centrale de Majorque le faciès finement lité onlape l'unité dite de « pente » dont le faciès est très chaotique, avec quelques réflexions parallèles. Cette unité de pente est décollée des facies sismiques sous-jacents et affectée par de nombreux glissements gravitaires, marqués par de l'extension et des rafts en haut de pente.

Le plateau continental de Majorquen quant à lui, est marqué par l'érosion des marges Messinienne (MES) qui forme un large canyon dans l'axe du graben de Palma envahi par les dépôts de pente de la crise jusqu'à une profondeur de 300m. Nous proposons une correspondance entre ces dépôts et les gypses forés dans le bassin de Palma.

Nous suggérons l'existence de deux dépôts offshore diachrones liés à la crise de salinité messinienne dans la région située entre Ibiza et Majorque. L'observation d'halite en couche

Chapitre IV : Le promontoire Baléares pendant la Crise de Salinité Messinienne

« mobile » sur un haut continental remet en question la présence de cette couche de sel préférentiellement dans la partie abyssale des bassins profonds.

Cet article est publié dans la revue *Marine Geology*, volume 357, pages 304 à 320.

Record of the Messinian Salinity Crisis in the SW Mallorca area (Balearic Promontory, Spain).

Agnès Maillard¹, Olivier Driussi¹, Johanna Lofi², Anne Briais¹, Franck Chanier³, Christian Hübscher⁴ and Virginie Gaullier³

1 Géosciences Environnement Toulouse (GET), Observatoire Midi Pyrénées, Université de Toulouse, CNRS, IRD, 14 avenue E. Belin, F-31400 Toulouse, France.

agnes.maillard@get.obs-mip.fr, tel 00 33 5 61 33 26 09.

2 Géosciences Montpellier UMR5243, Université de Montpellier 2, Place E. Bataillon, 34095 MONTPELLIER Cedex 05, France.

3 UMR 8157 - Géosystèmes, U.F.R. des Sciences de la Terre, Université des Sciences et

Technologie de Lille 1, Bâtiment S.N.5, Cité Scientifique, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France.

4 Institut für Geophysik, Universität Hamburg, D-22087 Hamburg, Germany.

Abstract

The current interpretation of the Messinian Salinity Crisis (MSC) involves the deposition of the so-called “peripheral or marginal” evaporites in onshore basins, as well as the erosion of the margins and the formation of thick evaporites in the deep parts of the basins. The present study focuses on intermediate depth basins, i.e. located between the onshore outcrops and the deep basins. Indeed, the Balearic Promontory shows small stepped basins filled with MSC deposits between its western extremity on the Alicante shelf and its eastern end around the Menorca block. New and already available seismic reflection profiles and onshore data allow us to investigate the nature and geometrical relationships of these deposits in the area between the islands of Ibiza and Mallorca.

Our observations suggest the existence of three MSC-related units in this area. The lowermost transparent seismic unit can be interpreted as a 100 to 200-m-thick salt layer deposited in the deepest part of the Central Mallorca Depression. These evaporites pass laterally and upward into a thin-bedded seismic unit, which could be lithologically equivalent to the Upper Evaporites of the deep basins. All around the borders of the Central Mallorca

Depression, this bedded seismic unit onlaps a Slope Unit which shows bedded to chaotic and rafted facies. The Messinian continental shelf is eroded and incised by a valley extending from the Palma onshore area to the Mallorca downslope domain.

Our results suggest the presence offshore of at least two generations of diachronous MSC deposits. The observation of salt on a continental high and the widespread MSC deposits on the margins of the Central Mallorca Depression call into question the location of halite preferentially in the deep abyssal basins and the significance of the deep basin MSC units that onlap onto the Margin Erosional Surface (MES), as observed all around the passive margins of the Northwest-Mediterranean Basin. The dual terminology used for peripheral/deep MSC evaporites cannot be applied to any of the MSC units found in the study area.

Keywords: Messinian Salinity Crisis; Balearic Promontory; Mallorca; Seismic reflection; Evaporites.

IV.3.1.Introduction :

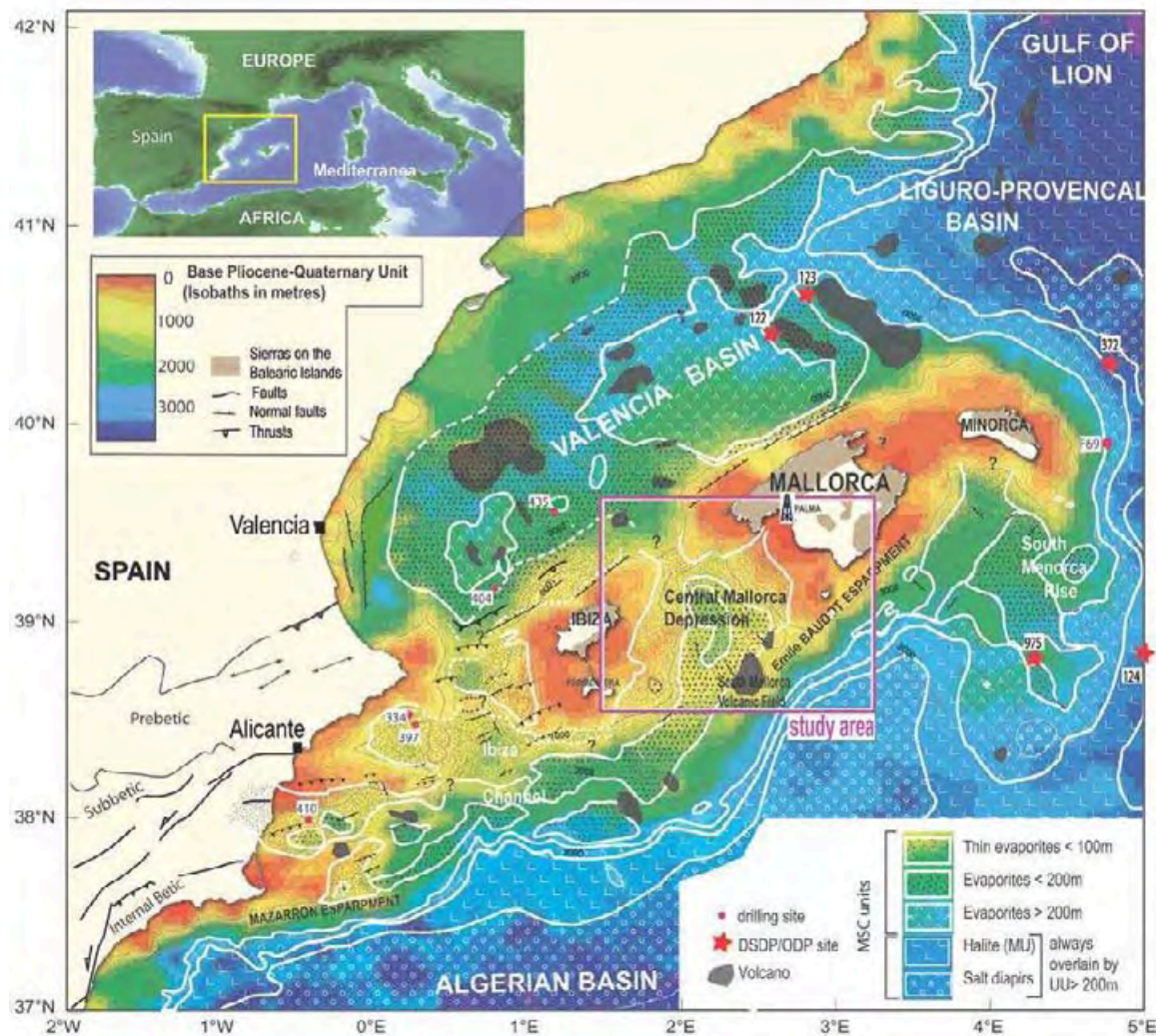


Figure IV. 14: Map showing isobaths of the base of the Pliocene-Quaternary unit (PQ unit), with location of the MSC-related basins at different depths, highlighting the main geological features of the Balearic Promontory (composed of the structural high formed by the Balearic Islands) and surrounding areas. The MSC deposits filling the basins are shown in relation to their thickness.

The Messinian Salinity Crisis (MSC) has attracted much interest through numerous studies carried out since the drilling of evaporites in the Mediterranean basins in the 1970s (Hsü et al., 1973a, b; Ryan et al., 1973). Indeed, the desiccation of the Mediterranean caused the deposition of thick evaporites in the deep basins and erosion of its margins, along with the formation of evaporite deposits and erosion surfaces in the so called “peripheral or marginal”

basins (PLG after CIESM, 2008) which mostly crop out onshore. Deposits in deep basins are geometrically disconnected from those on the margins, and their correlation and timing are still subject to uncertainties (Rouchy and Caruso, 2006; Ryan et al., 2009; Roveri et al., 2014).

The increasing quality of seismic data now allows us to identify and image the MSC seismic markers (bounding surfaces and depositional units) with good confidence at the scale of the Mediterranean (Lofi et al., 2011a, and references therein). In the Northwest Mediterranean, several studies have focused on the shelf-slope-deep basin transition, mainly in the Gulf of Lions, due to the existence of a reliable database (Guennoc et al., 2000; Lofi et al., 2005; Gorini et al., 2005; Bache, 2008; Lofi and Berné, 2008; among others), and more recently on the Sardinian and Provençal margins (Sage et al., 2005; Cornée et al., 2008; Obone Zue Obame et al., 2011; Gaullier et al., 2014). These investigations have been mainly concerned with the study of the widespread Margin Erosion Surface (MES) and its relationship with the deep basin MSC deposits located downslope. Only a few studies have dealt with MSC deposits accumulated on the continental slopes, mainly because these areas were dominated by erosion during the crisis. Such deposits are generally described as fan-shaped accumulations with complex internal architecture, and are interpreted as clastic deposits related to the erosion of the margin (Lofi et al., 2005; Maillard et al., 2006; Sage et al., 2005; Lofi et al., 2011a, 2011b; Garcia et al., 2011). However, topographic lows possibly containing MSC deposits have been locally described on seismic profiles on the continental slopes of Western Corsica (Guennoc et al., 2011), Eastern Corsica (Thinon et al., 2004) and the flanks of the South Balearic Promontory (Maillard and Mauffret, 2013). Some of these MSC deposits could even contain thin salt layers, as in the depression south of the Formentera sub-basin (Camerlenghi et al., 2013), and on the west Sardinia deep margin (Geletti and al., 2014). Such deposits represent a MSC record located at intermediate depths between the peripheral outcrops and the deep basins, and could thus provide a key to reconstructing a unified MSC scenario. For these reasons, this study focuses on the Balearic Promontory, which is composed of the islands of Ibiza, Mallorca and Minorca as well as the surrounding continental highs, characterized by a set of stepped Messinian basins distributed from onshore to the deep offshore domain (Fig. IV.14). One of these basins lies in the Central Mallorca Depression (CMD) between the islands of Ibiza and Mallorca. In this study, we describe the MSC-related markers observed on seismic data, extending from the shelf to the CMD (Fig. IV.15). Onshore boreholes and offshore seismic reflection data have been combined to integrate land and sea observations in order to understand the spatial and temporal

relationships between MSC units occurring in the CMD, as well on the slope, and also in the Palma Basin on land.

IV.3.2. Geological and geographical setting of the Balearic Promontory:

IV.3.2.1. Physiography of the study area:

The Balearic Promontory is a 500 km-long, 120 km-wide continental rise including the Balearic Islands, which is surrounded by a narrow shelf with steep slopes toward the surrounding basins (Fig. IV.14). Its southern border is steep, except in the Ibiza Channel, and composed of the Mazarron and Emile Baudot escarpments (EBE), while a gentler slope connects it to the Valencia basin to the north. This study is focused on the part of the Balearic Promontory located between the islands of Mallorca and Ibiza-Formentera (Fig. IV.15). The study area includes the SW shelf and slope of Mallorca, the SW Central Mallorca Depression (CMD, *sensu* Acosta et al., 2001b) and the slope of the Eastern Ibiza shelf. The western Mallorca margin is characterized by a wide shelf that is 100 to 150 m deep, with slopes of less than 4°. It displays two prominent ridges formed by the offshore prolongation of the onland Late Miocene Lluçmajor carbonate platform (Esteban, 1979; Pomar and Ward, 1995). The southern ridge is aligned with the Sierra de Levante and has a maximum width of 35 km toward the south, including Cabrera Island. The northern ridge forms a prolongation of the the Sierra Norte (Fig. IV.15) and partly closes the CMD.

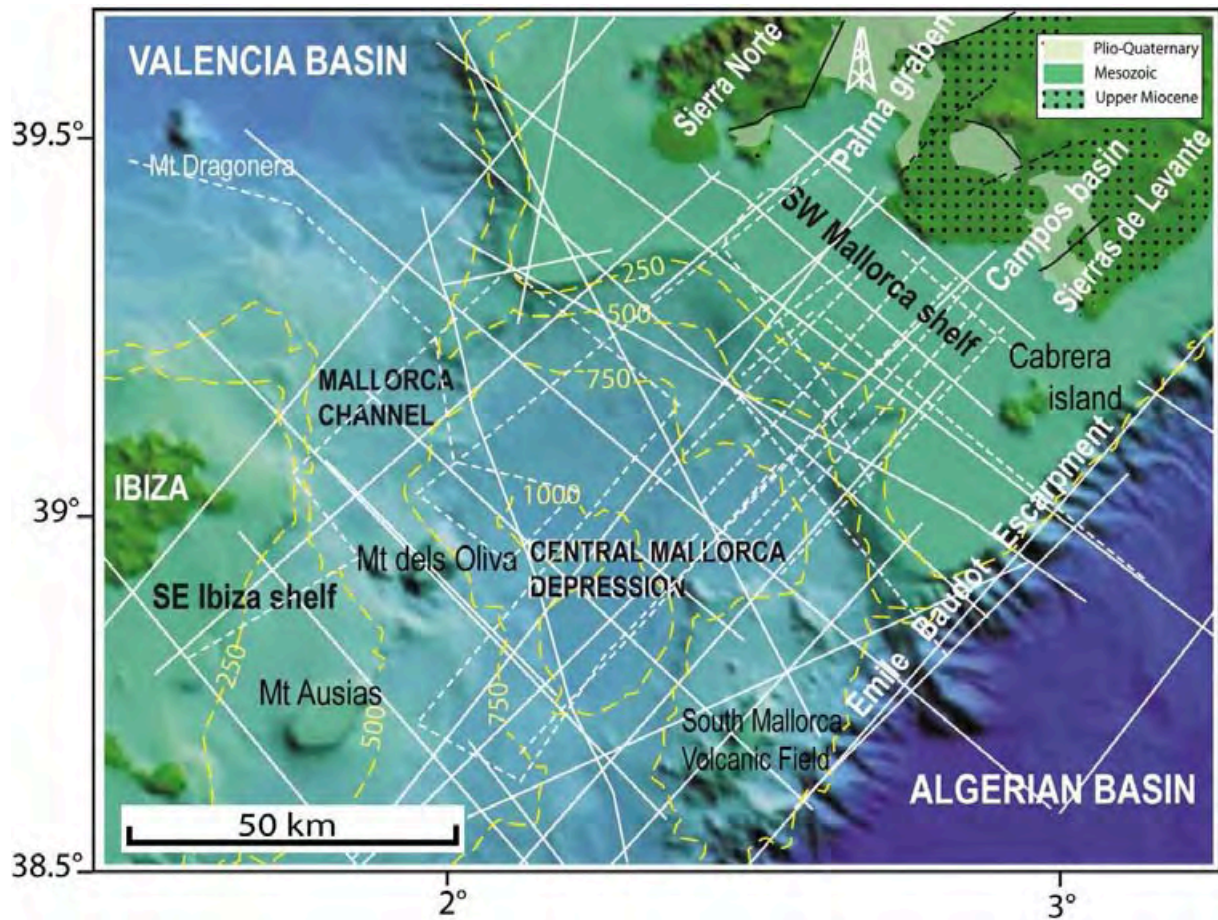


Figure IV. 15: Map showing location of seismic sections used in this study (in white). Bathymetry from Acosta et al., 2004a. Solid white lines represent low-resolution seismics and dotted white lines high-resolution seismics. Dashed yellow lines indicate bathymetric (water-depth) contours in metres. Area covered by Fig. IV.15 is given on Fig. IV.14 (study area).

The entire NW Mallorca slope dips to the SW toward the CMD, where water depths range from 700 to 1 050 m. The Mont d'Ausias and Mont dels Oliva are morphological flat carbonate seamounts (Fig. IV.16) that are supposed to be isolated parts of the Ibiza-Formentera shelf (Acosta et al., 2002). Both seamounts are affected by NE-SW-trending faults (Acosta et al., 2002). The CMD is connected to the Valencia Basin through a narrow 700-m-deep channel (Mallorca Channel; Fig. IV.15).

To the South-East, the area is bounded by the EBE, which is 15 km wide and characterized by a very steep slope (6.5–8°) incised by short rectilinear canyons and gullies, dipping abruptly towards the Algerian abyssal plain where water depths exceed 2800 m. The seafloor morphology of the area has been widely investigated (Acosta et al., 2001a; 2001b; Acosta, 2002; Acosta et al., 2004a; 2004b; 2013; Camerlenghi et al., 2009). It is characterised by the

South Mallorca Volcanic Field, located between the CMD and the EBE and composed of several cone-shaped volcanic mounts of Pleistocene age (118 pinnacles, Acosta et al., 2001b; Acosta et al., 2004).

IV.3.2.2. Structural setting of the Balearic domain:

The Balearic Promontory is bounded to the North by the Valencia Basin, an aborted rift which underwent extensional tectonics until Serravallian/Tortonian times. The EBE, bounding the promontory to the south, is known to represent the oceanic-continental crust transition with strike-slip motion (Acosta et al., 2001b; Mauffret et al., 2004; Camerlenghi et al., 2009). The Balearic domain is limited to the east by the Minorca slope, dipping abruptly toward the Liguro-Provençal oceanic Basin. To the west, the Promontory continues toward mainland Spain and into the Betic Chain.

Located between two extensional basins, the Balearic Islands result from the compressional deformation associated with the Betic thrusts (Sanz De Galdeano, 1990; Ramos Guerrero et al., 1989; Roca et al., 2001). The Betic thrusts are well expressed on Ibiza and Mallorca (Fourcade et al., 1982; Gelabert et al., 1992; 2004) as well as offshore in the Valencia Basin in the lower slope domain of the islands (Maillard et al., 1992; Mauffret et al., 1992). The compression initiated during the Late Oligocene to the south and propagated toward the north during the Burdigalian (Bourrouilh, 1970; Sabat et al., 1988; Gelabert et al., 1992), while extension affected the adjacent Valencia and Algerian basins. The Balearic Promontory then underwent extensional post-orogenic deformation from the Late Serravallian to Recent, resulting in ENE-WSW-trending normal faults, notably expressed in the Palma graben in Mallorca (Roca, 1992). Miocene compressional and extensional tectonic events are thus responsible for the complex structural setting of that area. On Mallorca Island, the Late Miocene to Pliocene-Quaternary post-orogenic sediments rest unconformably on the folded and thrustured terrains of Mesozoic to middle Miocene age and are up to 600 m thick in the Palma basin (Alonso-Zarza, 2003; Sabat et al., 2011).

Active tectonic deformation has long been reported over the whole of the offshore Balearic Promontory (Mauffret et al., 1987); recent post-MSC compression and uplift have been suggested to explain the gentle antiforms affecting the seafloor (Sabat et al., 1997) or the deformation of the MSC-related seismic markers (Maillard and Mauffret, 2013).

IV.3.3. Messinian Salinity Crisis setting

IV.3.3.1. The MSC in the Western Mediterranean context:

In the deep Mediterranean basin, the MSC depositional units and surfaces have been recently relabelled (Lofi et al, 2011a, and references therein) based on the seismic facies and/or the geometrical relationships of the units with respect to the Mobile Unit (MU, mainly Halite), which is generally the easiest unit to identify on the seismic profiles owing to its transparent facies and associated plastic deformation (e.g. Gaullier and Bellaiche, 1996; Dos Reis et al., 2005; Gaullier et al., 2006; Loncke et al., 2006; Obone-Zue-Obame et al., 2011).

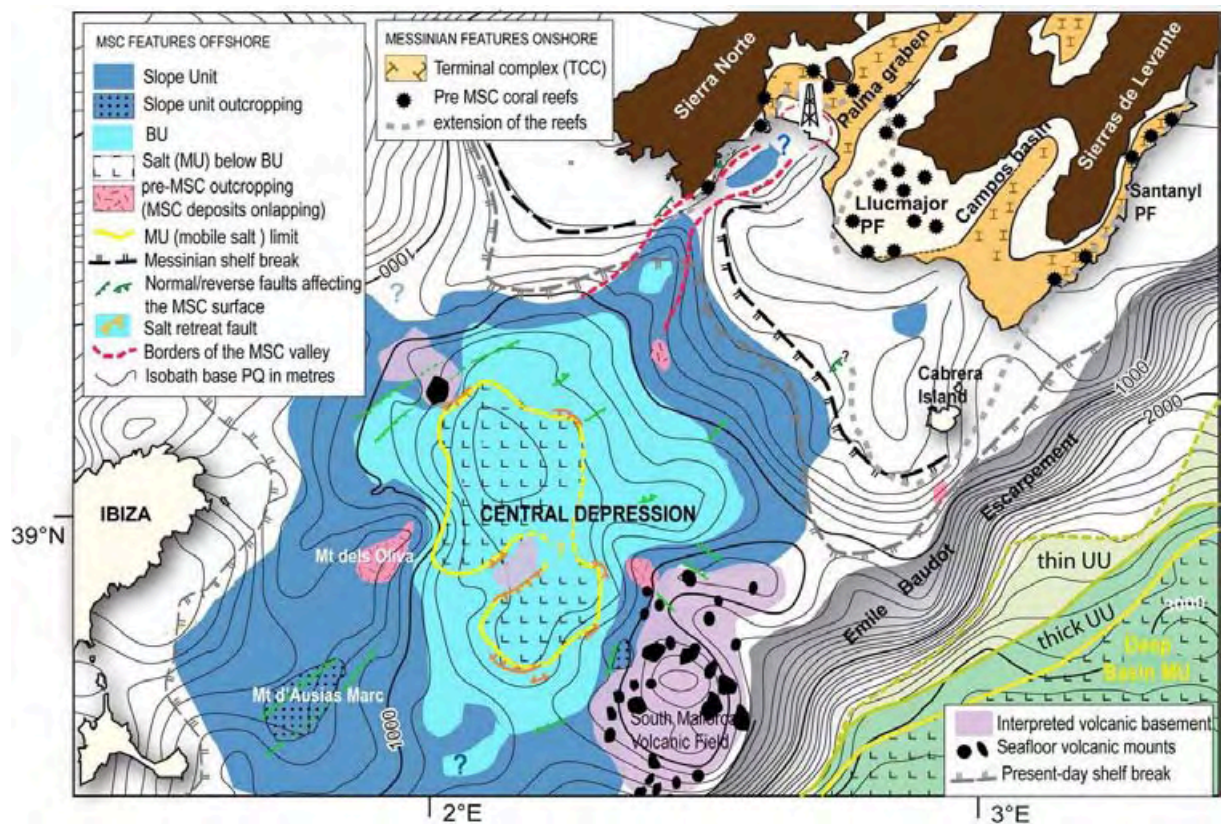


Figure IV. 16: MSC units in the study area. Isobaths represent depths to base of the PQ unit in metres. Onland, the extension of the TCC (Terminal Carbonate Complex) and the Reef unit is from Pomar (1991) and Maria Sube (2007). Seafloor volcanic mounts of the Emile Baudot Escarpment are from Acosta et al., (2004b).

The deep Western Mediterranean Basin (Liguro-Provençal and Algerian Basins) is characterized by the so-called Messinian trilogy (Upper Unit - UU, for the former “Upper Evaporites”; Mobile Unit - MU, for the former “salt layer”; Lower Unit - LU, the former “Lower Evaporites”, Lofi et al., 2011a, Fig. IV.17). The TS (Top Surface) marks the roof of the MSC deposits and the base of the Pliocene. When this surface displays evidence for erosion, it is labelled TES (Top Erosion Surface, e.g. Maillard et al., 2006). The BS (Bottom Surface) marks the base of the MSC deposits. It is labelled BES (Bottom Erosion Surface) when evidence for erosion is observed. The MES (Margin Erosion Surface) marks the pre-MSC units/Pliocene boundary in the absence of MSC deposits. It is correlated with the well-known Messinian Erosional Surface observed around the Mediterranean margins, linked to a major subaerial and polygenic erosion surface (Guennoc et al., 2000), which is fossilized by the Pliocene units related to the Zanclean flood sealing the end of the MSC at 5.33 Ma (Hilgen and Langereis, 1993; Lourens et al., 2004; Lofi et al., 2003).

The Balearic Promontory is surrounded by several basins showing different MSC records. The MU was first described in the Liguro-Provençal deep oceanic domain (Alinat et Cousteau, 1962; Ryan et al., 1973; Mauffret et al., 1973; Montadert *et al.*, 1978; Hsü *et al.*, 1978a, b; Ryan and Cita, 1978; Genesseeux et Lefèvre, 1980; Barber, 1981), where its thickness can reach about 1500 m. Toward the Algerian Basin, this unit is thinner but can still be identified on seismic reflection profiles due to its typical diapiric deformation (Mauffret, 1973; Gallart et al., 1994; Sabat et al., 1995; Mauffret, 2007; Camerlenghi, 2009). The MU is overlain by UU, whose uppermost part has been recovered by DSDP drillings in sites 124 and 372 located at the border of the deep Menorca margin (Fig. IV.14 and Fig. IV.17). The drilled UU is composed of dolomitic marls above gypsum beds that overlie some nodular anhydrites intercalated within dolomitic marls (Mauffret, 1976; Roveri et al., 2014).

From the Algerian Basin toward the Balearic Promontory, the pinch-out of the MSC units on the EBE is sharp and apparently controlled by faults (Sabat et al., 1995; Camerlenghi et al., 2009; Maillard and Gorini, 2010). Conversely, on the Menorca rise, the MU pinches out progressively and only the UU covers the South Menorca rise (Fig. IV.14).

The Valencia basin records an atypical MSC sequence (Maillard et al., 2006) which is regarded as equivalent to that of the intermediate-depth basins (see Lofi et al., 2011a and b; Fig. IV.17). Because of its shallow and flat morphology, this sequence is characterized by the absence of the MU, except in its deepest part northeast of the volcanic ridge at DSDP Site

123, (Mauffret, 1976; Fields and Gardner, 1990), and by the presence of the UU alone, characterized by two to four parallel strong reflectors of high-amplitude. This unit consists essentially of gypsum, anhydrite and dolomitic marl (DSDP Site 122, Leg 13; Hsü et al., 1973) and is correlated laterally with the UU of the deep Liguro-Provençal Basin (Maillard et al., 2006; Maillard and Mauffret, 2013). In the Valencia basin, the UU is bracketed by the BES and the TES (Escutia and Maldonado, 1992; Maillard et al., 2006, Fig. IV.17). The UU of the Valencia Basin pinches out at about 2.8 s TWT on the Catalan margin and on the numerous magmatic bodies (Maillard et al., 2006; Urgeles et al., 2010). On the Balearic side, however, the UU thins and drapes the margin.

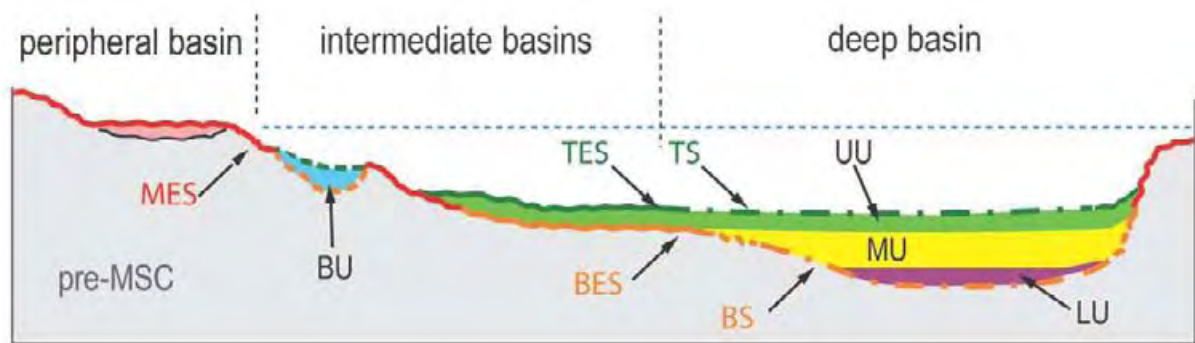


Figure IV. 17: Schematic cross-section of the Western Mediterranean basin illustrating the geometry of the MSC markers (units and erosional surfaces) in the offshore domain, in the absence of salt tectonics (modified from Lofi et al., 2011a). MSC units: UU=Upper Unit; MU=Mobile Unit; LU=Lower Unit ; MSC surfaces: TS=Top Surface; TES=Top Erosion Surface; BS=Bottom Surface; BES=Bottom Erosion Surface; MES=Margin Erosion Surface; BU= Bedded Unit.

IV.3.3.2. The MSC in the Balearic Domain:

The evaporites have been fully mapped over the entire area by Mauffret (1973), based on old seismic lines. These seismic profiles revealed the existence of several seismic facies linked to the MSC, beneath a transparent unit correlated with the lower Pliocene deposits, as identified in many other parts of the Mediterranean. More recent high-resolution seismic data show an unconformity truncating the Miocene units (Acosta et al., 2001; 2002; 2004). On the Mallorca slope, the unconformity shows an irregular topography and U to V-shaped features under the outer insular shelf and uppermost slope. This unconformity is interpreted to be the MES, the erosional surface formed during the MSC desiccation phase (Acosta et al., 2004).

The high-resolution seismic data have also led to the identification of a stratified unit which is limited to the topographic lows and which is interpreted as corresponding to the Upper Evaporites unit, although the lateral geometrical continuity with the UU in the deep basin has never been observed (Acosta 2001; 2002; 2004). It forms a trough-like structure limited to the CMD.

Lüdmann et al. (2011) confirm the presence of an irregular MES morphology with incisions on the shelf and on the slope, as described by Acosta et al. (2004). These incisions are interpreted to be paleovalleys that have cut down deeply into the platform. Moreover, the upper slope topography exhibits distinct steps that are interpreted as terraces due to the stepped reflooding of the Western Mediterranean Basin (Just et al., 2011; Bache et al., 2012).

IV.3.3.3. The MSC onland in Mallorca:

On the SW Mallorca platform, pre-MSC layers are calcareous and form part of the Miocene Lluçmajor carbonate platform. They represent the Reef Unit (Late Tortonian-Messinian), recorded the pre-MSC marine sedimentation with facies consisting of calcisiltstones, calcarenites and biostromes (Pomar, 1991; Hüssner et al. 2001; Just et al. 2011; Vadorpe and al., 2011; Mas Gornals y Fornos, 2012). This unit is bounded at the top by the intra-Messinian unconformity (TRU, Top Reef Unconformity, *sensu* Bourillot et al., 2010; Mas and Fornos, 2011; 2012), representing a subaerial erosive phase, interpreted as resulting from an initial sea-level fall (Santisteban, 1981; Rouchy, 1982; Pomar, 1991; Pomar and Ward, 1994). Late Messinian microbialites, oolites and marls, displaying a transgressive to regressive depositional trend, are attributed to the Terminal Carbonate Complex (TCC, *sensu* Esteban, 1979). The TCC unit shows abundant desiccation cracks (Mas and Fornos, 2012). The latest Messinian is characterized by lacustrine-continental sedimentation, related to the so-called Lago Mare episode (Mas and Fornos, 2012). This unit is bounded at the top by the end-Messinian erosional unconformity, which can also affect the TCC and which is sealed by Lower Pliocene marine deposits marking the post-MSC transgression (Mas and Fornos, 2012). In the Bay of Palma, evaporites attributed to the MSC have been drilled onland (hydraulic boreholes; Rosell et al., 1998; Mas and Fornos, 2011; 2012) and are made up of at least 13 layers of selenitic gypsum. Following former interpretations (Esteban, 1979; Esteban et al., 1996), certain authors propose that the evaporites of Palma represent the distal equivalent of the TCC on the Lluçmajor platform (Bourillot et al., 2010; Mas and Fornos et al., 2012).

IV.3.4.Dataset and methodology

This study is based on a seismic database that includes academic seismic profiles obtained during several scientific cruises and oil-industry profiles obtained from the SIGEOF database of the Instituto Geologico y Minero de España (IGME, www.igme.es; Fig. IV.15). This public database has provided a large number of seismic profiles in the form of TIFF files (scanned profiles) including the associated navigation files. In the present study, we also use digital high-resolution multi-channel seismic lines collected in the framework of the CARBMED project during RV Meteor cruise M69/1 in 2006 (Hübscher et al., 2010) and some of the newly acquired high-resolution SIMBAD lines (Driussi et al., 2014).

The seismic lines used for this study (Fig. IV.15) have been crossed with published data (Maillard et al., 1992; Roca, 1992; Sabat et al., 1997; Gallart et al., 1994; Acosta et al., 2001b; Huebscher et al. 2010, Just et al., 2011), to allow a better identification of the MSC deposits and erosion surfaces. The map of the basal Pliocene-Quaternary unit (PQ unit) shows the Present-day Top MSC surface isobaths (i.e. TS when MSC unit is present, or MES when no MSC unit is present) (Fig. IV.14 and Fig. IV.16). The velocity used for the conversion is derived from detailed curves giving a mean value of 2.29 km/s for the Pliocene-Quaternary and 3.4 km/s for the Miocene, based on wells and ESP analysis, assuming an “acoustic velocity” value of 1.5 km/s in seawater (Maillard et al., 1992).

Onland in the Palma basin, we make use of borehole information (Baron and Gonzalez, 1985; Rosell et al., 1998) and geological cross-sections (Pomar et al., 1983; Baron and Gonzalez, 1985).

IV.3.5.Results

IV.3.5.1. Characteristics and distributions of the MSC units.

The MSC units are defined based on their internal seismic facies and their difference with the under- and overlying seismic units. The overlying unit is generically referred to here as the Pliocene-Quaternary Unit (PQ Unit), while the underlying unit is called the undifferentiated pre-MSC unit (Fig. IV.18). The highly reflective MSC units contrast with the overlying poorly-bedded and nearly transparent seismic facies. This transparent seismic facies often characterizes the base of the PQ Unit in the Western Mediterranean and is correlated in the boreholes to the basal Pliocene (Fig. 5). This allows the unequivocal identification of the

top of the MSC unit. Indeed, the transparent seismic facies at the base of the PQ unit can be followed from the study area to the deep basin where it is identified in drillholes. The MSC units overly the pre-MSC poorly bedded seismic unit (possibly Miocene in age), filling the acoustic basement lows. Although there are locally truncated reflections, indicating erosion at the base of the MSC units, it is usually the impedance contrast that picks out the base of the MSC units and the reversed polarity recorded by the strong amplitude reflections (Fig. IV.18).

As elsewhere in the Mediterranean, the MES represents an erosional surface observed owing to truncation of the underlying reflectors (Fig. IV.18-A3, B3). It is observed on both high- and low-resolution seismics, and is characterised by a sharp seismic facies change between the pre-MSC and the PQ units.

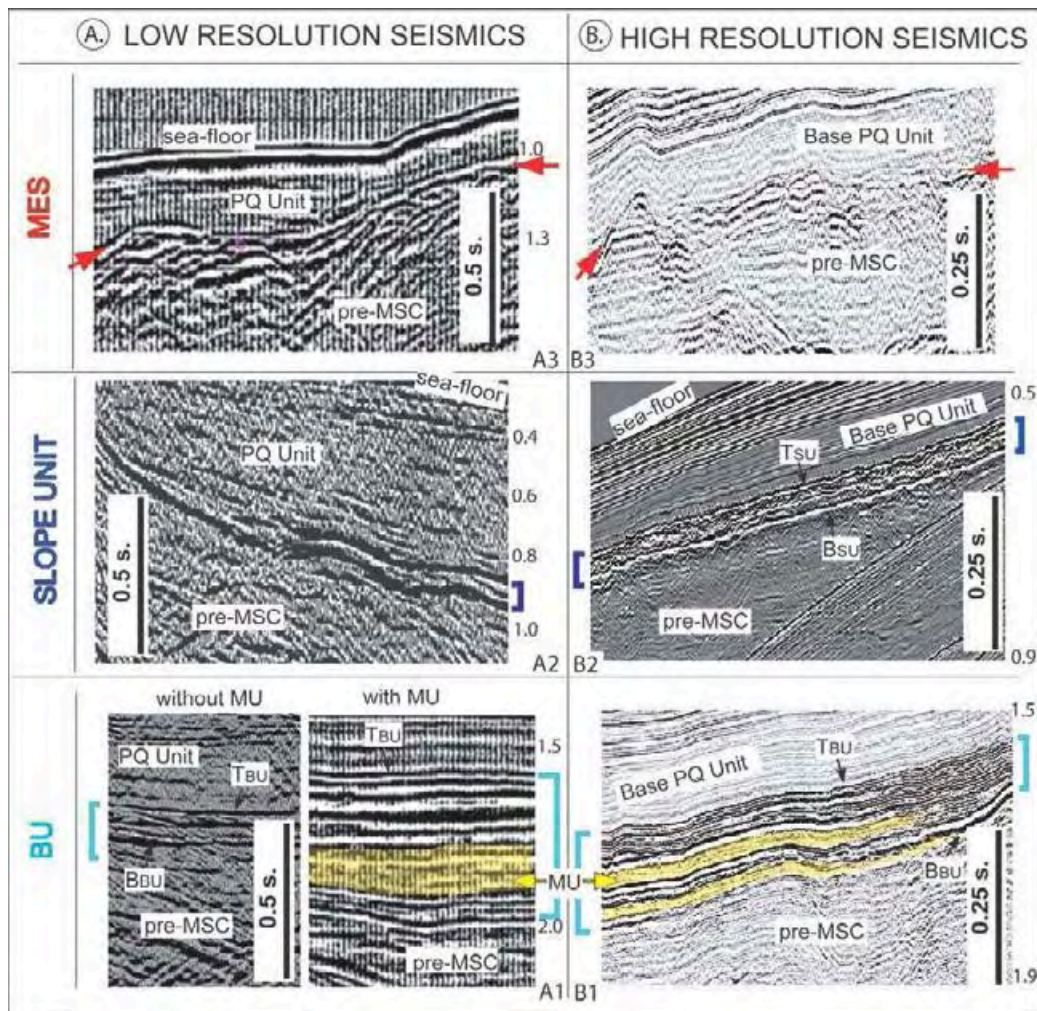


Figure IV. 18: Sections showing the different seismic facies of the MSC units and the MES in the study area, based on the available low-resolution (column A) and high-resolution

(column B) seismic data. BU= Bedded Unit; TBU = Top Bedded Unit; BBU= Base Bedded Unit; MU= Mobile Unit; PQ Unit= Pliocene-Quaternary Unit.

IV.3.5.2. Central Mallorca Depression:

From top to bottom: on low-frequency low-resolution seismic data, the MSC unit is represented by 2 to 6 prominent high-amplitude reflectors, which are flat and parallel, lying at depths of 1.5-2.0 s TWT and with a thickness of 0.1 to 0.3 s TWT (Fig. IV.18-A1). The high-resolution reflection seismic profiles provide detailed images showing non-uniform but parallel bedded reflectors, most of them being very thin but intercalated with some high-amplitude reflectors as well (Fig. IV.18-B1). The thin package of reflections at the top of the MSC unit in the CMD can be followed laterally without interruption. The entire bedded package is denoted as BU (Bedded Unit) because of its layered seismic characteristics and by analogy with the recent labelling for the MSC units (Lofi et al, 2011a). Indeed, the Bedded Unit (BU) has been thus defined because of (i) its seismic facies with internally bedded more or less continuous reflectors, and (ii) it is not geometrically correlated laterally with the deep basin units, even though it is expected to be coeval with the MSC (Fig. IV.17). Although the top of the BU (TBU) is conformable with the overlying unit, it is easily identified because of the very strong amplitude of the top reflections (Fig. IV.17-A1, B1).

Below the BU, there is a transparent layer showing a thickness of 0.1 to 0.2 s TWT. Its continuity is poor on the low-resolution seismics, and it may pass laterally into a bedded facies. On the high-resolution seismics, on the contrary, we observe one or locally two transparent layers, continuous and well defined, which are intercalated within bedded reflectors (Fig. IV.18 and Fig. IV.19). The transparent layers are called the MU, as a Mobile Unit, even if they are included in the BU.

Below the transparent layers, we observe some strong-amplitude parallel reflectors. The base of these reflectors, that marks the base of the BU (BBU), is hard to define on both low- and high-resolution profiles (Fig. IV.18-A1, B1). According to low-resolution seismics, the MU and underlying reflectors could be thicker, while the MSC unit could reach a depth of 2.5 s TWT (A, Fig. IV.19). The MSC unit is thick and complete (including BU and MU) in the deep part of the Central Mallorca Depression, being deeper than the 1 300 m isobath on the Base PQ Unit map (yellow on the pale blue, Fig. IV.16). Towards the borders, MU thins out as a wedge or passes laterally into thin reflections (Fig. IV.18, B1 and Fig. IV.19), and the

underlying bedded reflections join up with the BU. The MSC unit is thus made up of a single BU that is observed throughout the whole studied area, at depths of between 1.5 and 1.7 s TWT (1 000 and 1 300 m, Fig. IV.16). Correlations of our high-resolution data with previous studies show that the MSC unit of the CMD corresponds to the Upper Evaporites of Acosta et al. (2001 and 2004) and Lüdmann et al. (2011). The strong- amplitude reflectors at the base of the unit pass into a single reflector with higher amplitude (Zooms 2 and 3, Fig. IV.16). Here, the boundary with the pre-MSC unit is unambiguous. Indeed, toward the margins of the CMD, the BBU high-amplitude reflector straightens out and follows the curvature of the margins, where it shows evidence of erosion (B and C, right hand side, Fig. IV.19; A, Fig. IV.20) highlighted by some truncated reflectors in the underlying pre-MSC unit. Above, the continuous package of thin reflections follows the curvature of the BBU, and then clearly onlaps the basal reflector at 1.4 to 1.6 s TWT depth (Zoom 1 and 3, B and C, Fig. IV.19; and A, Fig. IV.20). Southward, the diffracting seismic facies of the South Mallorca Volcanic Field is easily identified on the EBE, and no MSC unit is observed on this topographic high (B, right hand side, Fig. IV.19). This is also the case for several highs where the BU onlaps the structure, such as the structural high in the center of the CMD, poorly observed on the seafloor, which could represent a volcano (B, Fig. IV.19).

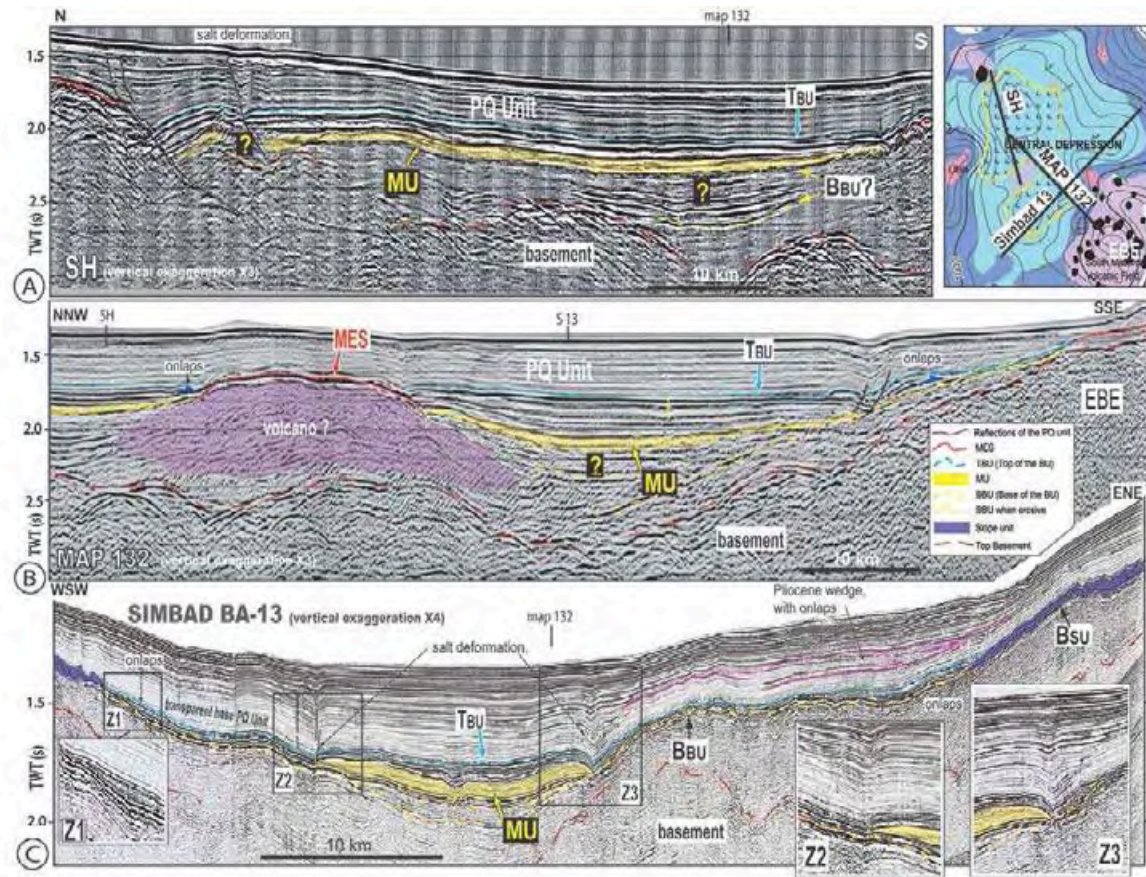


Figure IV. 19: Seismic lines in the Central Mallorca Depression, illustrating the MSC units composed here of the BU and the MU picked out by salt layers. Zoom 1 shows the onlap of the BU onto the BBU. Zooms 2 and 3 show salt deformation located on the MU wedge: the overlying units are offset.

IV.3.5.3. Slope Domain:

A Slope Unit can be distinguished at depths between 0.4 and 1.3 s TWT. The Slope Unit is observed over the entire SW Mallorca slope up to 0.4 s. TWT, and extends between depths of 400 and 1 000 m (dark blue in Fig. IV.16). Toward the Ibiza slope, it extends from 1 000 m to ~ 600 m deep (0.6 s TWT, Fig. IV.21). Its seismic facies is made of one or two very-high-amplitude reflectors on the low-frequency seismic lines (Fig. 5-B2; A and C, Fig. IV.21). It can be hard to differentiate from the MES on low-resolution seismics.

The high-resolution seismic data available provide a better image of the internal structure of the Slope Unit (Fig. IV.18 and Fig. IV.20). We indeed see that, on the high-resolution seismic profile (Fig. IV.18, B2), the two prominent reflectors observed on the low-resolution

seismic profile actually correspond to a complex seismic facies composed of laterally alternating discontinuous bedded and transparent facies (Fig. IV.18; E, Fig. IV.20; Fig. IV.22). Some parallel reflections can be locally observed, but usually without lateral continuity, and a chaotic facies is common (Zoom2, Fig. IV.21). This thin unit is around 30 to 50 m thick (0.02 to 0.05 s TWT) and underlies the transparent base of the PQ Unit.

The base of the Slope Unit (BSU) is a continuous and flat reflection that clearly contrasts with pre-MSC seismic facies, which appears as a reverse polarity reflection on the CarbMed data (E, Fig. IV.20). It locally appears as an erosional surface which cuts into the pre-MSC layers (C and D, Fig. IV.20; B, Fig. IV.21). The top of the Slope Unit (TSU) is corrugated and disrupted, also representing a very clear erosional surface with small incisions (E, Fig. IV.20). Toward the shelf, the Slope Unit thins out and passes laterally into the MES (D, Fig. IV.20 and B, Fig. IV.21). Downslope, the Slope Unit also thins. Although the resolution of the seismic data is rather limited for deciphering the relationship between the BU and the Slope Unit, we observe that at least the top of the BU (thin bedded reflectors) onlaps the Slope Unit on both the Ibiza and Mallorca slopes (B and C, Fig. IV.20). In this sector, the BBU and the downslope part of the Slope Unit seem to merge. The BU filling the CMD onlaps onto the borders of the depression, first onto the BBU, and then onto the Slope Unit while proceeding upslope (C, Fig. IV.19; A, Fig. IV.20).

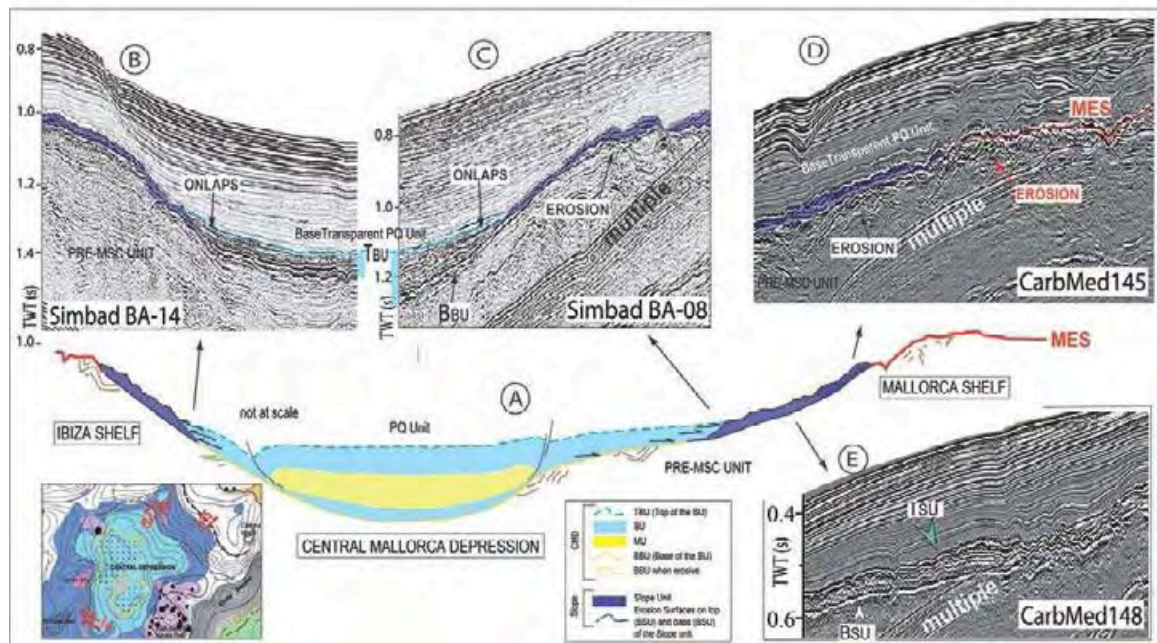


Figure IV. 20: Figure showing relationships between the different MSC units and the erosional surfaces, from the deep part of the CMD to the margins. A: schematic cross-section.

B, C, D and E: zooms of high-resolution seismic profiles located on the map. B and C show the onlap of the BU onto the Slope Unit at the borders of the CMD. D shows the lateral relationship between the Slope Unit and the MES, in the Mallorca upper slope/shelf domain. E illustrates the erosion on top of the Slope Unit in the Mallorca upper slope domain.

IV.3.5.4. The Messinian platform.

Following the MES toward Mallorca, a Messinian shelf break can be identified on the seismic profiles (Fig. IV.23). The reconstruction of the MES offshore from Mallorca suggests the existence of a mostly flat plateau, 200 to 400 m deep, gently dipping westward and extending 25 km west of the present-day shoreline, i.e. 5 to 10 km less than the present-day shelf-edge (Fig. IV.16). Some ridges prolong the Tortonian-Messinian reefs known onland as the pre-MSC Lluçmajor and the Santanyí reefs platforms. We propose that the Messinian shelf break was also the border of the Lluçmajor reef. The offshore limit of the Lluçmajor carbonate platform would thus extend westward up to the MSC valley (thick and dashed black line on Fig. IV.16), which is different from the extension of the reefs proposed by Pomar and Ward (1995; grey thick dashed line on Fig. IV.16).

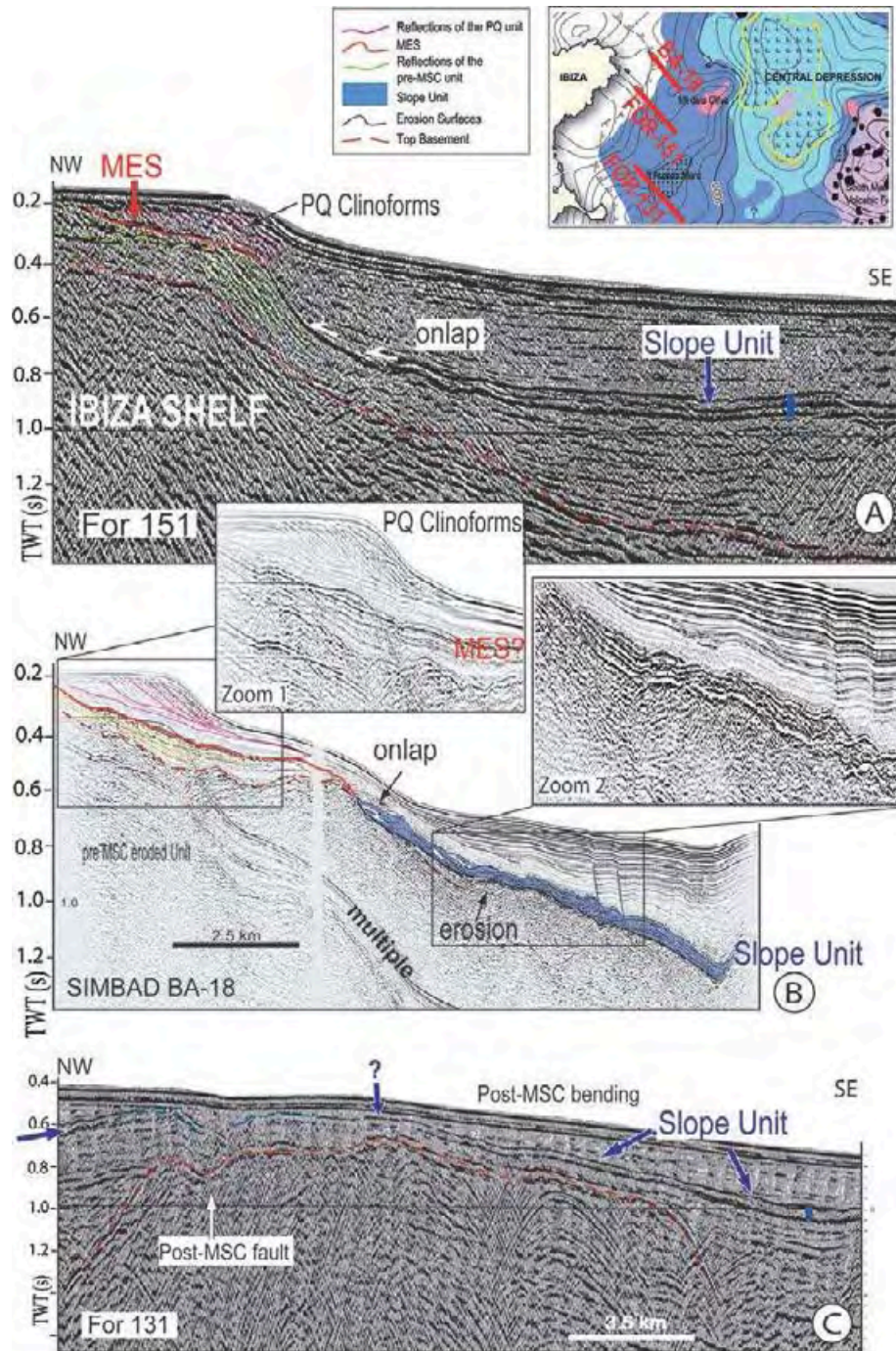


Figure IV. 21 : Seismic profiles showing the Slope Unit in the Ibiza slope domain. The Slope Unit is represented by one or two reflections on low-resolution seismics (A and C), details of the seismic facies are visible on high-resolution seismics (B and Zoom 2). A syn-PQ prograding shelf is built on top of the MES (A and B, and Zoom 1), the Slope Unit thins upwards and onlaps onto the Ibiza margin. C: thin Slope Unit is deformed and offset over the Mont d'Auzias, displaying post-MSC tectonics.

The Messinian shelf is incised by paleovalleys and/or embayments that do not exist in the Present-day shelf morphology.

Fig. IV.16 shows a Messinian embayment facing the Campos basin forming a 100 m-deep depression in the shelf which is partly filled by a thin unit similar to the Slope Unit. This southern embayment fits in with the MES morphology identified by detailed studies on part of the SW Mallorca shelf and slope (Huebscher et al, 2010; Just et al., 2011 and Lüdmann et al., 2011). These authors compare the embayment topography of the MES to cliffs at its margins, but which have a much smoother morphology at its center. The slope topography exhibits distinct steps that are too small to be observed on our map, which we interpret as terraces formed during the reflooding of the western Mediterranean Basin (Just et al., 2011; Bache et al., 2012).

A second depression more than 40 km long and 5 to 10 km wide has been observed on the shelf facing the Palma Basin (Fig. IV.23, A). South of the Sierra Norte, the valley seems to be narrower before opening out into the Bay of Palma. The incision in the slope domain cuts down to a depth of 0.2-0.3 s TWT relative to the surrounding MES (around 200 m, MA4 and MA5, Fig. IV.23, C). The Slope Unit enters the valley and can be followed up to 0.6 s TWT on the slope (MA1, Fig. IV.23, B). The BU could also be present locally where the valley flattens out (Fig. IV.16). The MA4 and MA5 lines (Fig. IV.16, C) suggest that thin MSC deposits could be present along the entire valley at 500 m depth (0.4-0.5 s. TWT). Below these deposits in the Bay of Palma, a very thick seismic sedimentary unit is controlled by a SE-facing normal fault (MA4 in Fig. IV.23, C) and could be at least Miocene in age. This suggests that this Messinian depression could have developed on a pre-existing structurally-controlled feature, as has been already shown on the western Sardinia margin (Sage et al., 2005). The Bay of Palma is indeed a half-graben due to extensional tectonics active from Middle Miocene up to Pliocene-Quaternary times (Gelabert et al., 2004; Sabat et al., 2011)

IV.3.5.5. Onland:

The evaporites attributed to the MSC have been drilled in the onland Palma basin (Baron and Gonzalez, 1985). The boreholes recovered massive selenitic gypsum and organic-rich shales, as well as thin intercalated marls at depths of 120 to 200 m (Rosell et al., 1998; Fig. IV.24). This gypsum unit locally fills the Bay of Palma, occupying a topographic low 200 m deeper than both the Tortonian-Messinian reef complex and the TCC (Fig. IV.24). We could

establish the onland extension of the gypsum based on interpretations of former cross-sections and boreholes (Fig. IV.24; Pomar et al., 1983; Baron and Gonzalez, 1985). In this way, we can show that the gypsum extends along strike with the MSC valley that cuts down into the Palma shelf offshore. The cross-section (Section S, C, Fig. IV.23) presented on the same scale as the seismic lines shows that the onland incision is comparable in size to the incision in the offshore Bay of Palma (possibly filled by MSC deposits, MA5, C, Fig. IV.23) as well as in the MSC Valley on the slope filled by the Slope Unit (MA5, C, Fig. IV.23) defined by seismics. Moreover, it is crossed by an onland seismic line (profile ML2, B, Fig. IV.23) where a high amplitude reflector at 0.25 s TWT correlates with the gypsum unit of the Palma drillhole.

We thus observe an incision extending from onshore Mallorca through the shelf down to a depth of 1 200 m in the CMD. The Palma depression could have been linked to this paleovalley during the Messinian salinity crisis, the incision being controlled by paleotopography related to tectonics as well as the progradation of carbonate platforms.

IV.3.6. Interpretation of the MSC units.

IV.3.6.1. Deformation:

On the borders of the CMD, we find evidence for listric normal faults affecting the BU and PQ unit and/or a downward bending of the PQ unit. The observed deformation is located at the pinch-out of the transparent facies. The offset of the faults is quite weak, but rollover structures are locally observed within the PQ unit (A, northern part, Fig. IV.19). The fault seems here to be rooted deeper on a transparent seismic unit located below BU, suggesting that MU could reach a thickness of 0.4 s TWT in this area. On the newly acquired high-resolution seismic profiles (C, Fig. IV.19), the very high impedance contrast below a thin transparent MU is a good candidate for the BBU. The faults are rooted in the transparent facies and affect only the overlying sedimentary cover (BU and PQ units). We therefore assume that the transparent facies corresponds to a ductile unit that is able to deform, thus providing a décollement to account for the gravity gliding and/or spreading of the brittle overlying units (Gauillier and Vendeville, 2005; Rowan et al., 2012).

The Slope Unit shows evidence for thin-skinned deformation due to gliding on a detachment surface. High-resolution images (Fig. IV.22) show 200-400m-long rafts draped by

a very thin transparent layer, both cut by low-angle dipping normal faults that sole out at its locally erosive base (A, Fig. IV.22). The lowermost PQ unit (layers 1 and 2) deforms with small rollovers sealed by an unconformity (white dotted line). The overlying PQ unit fills the grabens passively and onlaps the unconformity (red arrows in Fig. IV.22).

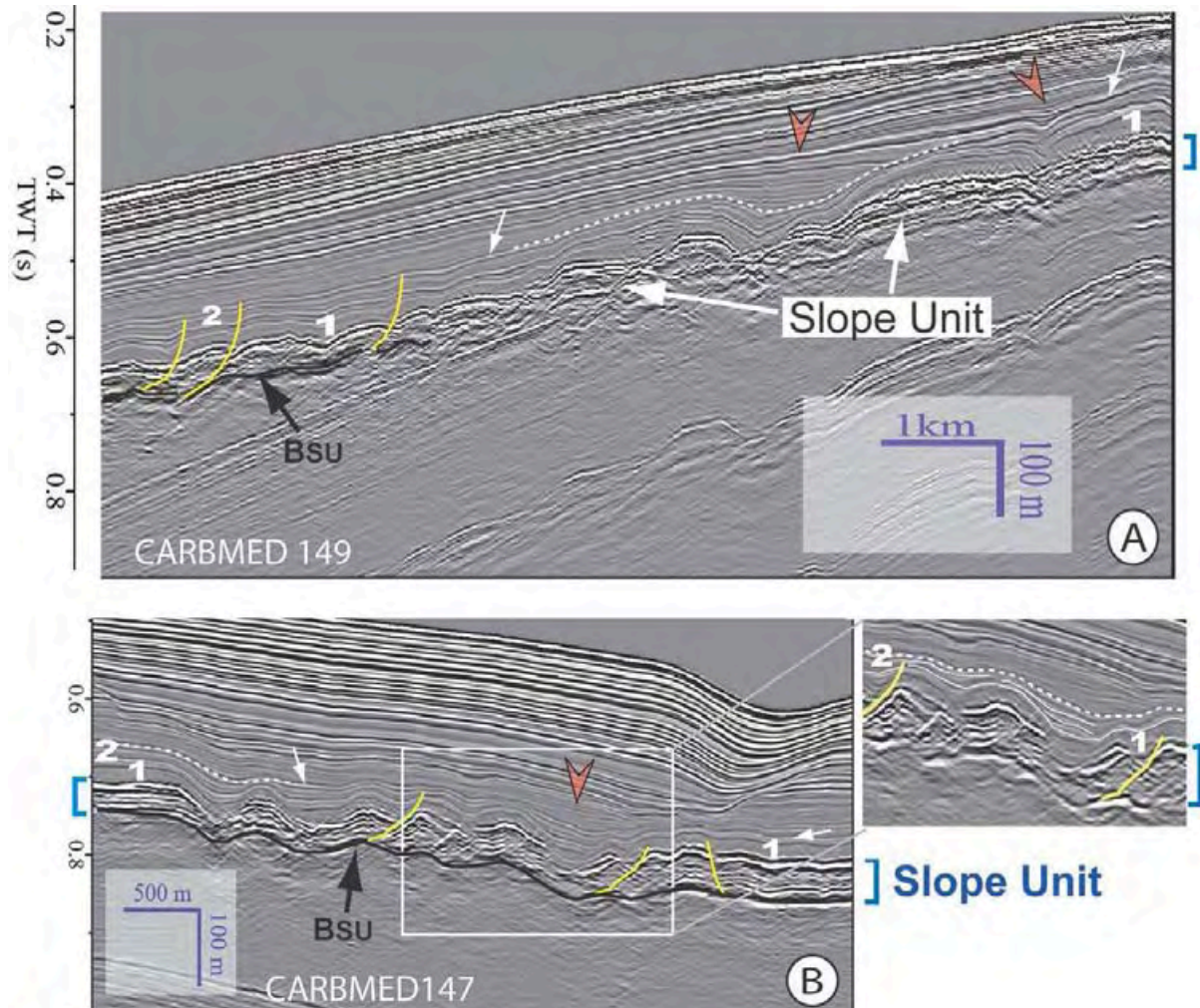


Figure IV. 22: High-resolution seismic data from the CARBMED cruise (Hübscher et al., 2010) showing the gliding of the Slope Unit on the Mallorca margin. A: along-slope line, B: line parallel to the slope. Faults soling on the base of the Slope Unit offset the Slope Unit as well as an overlying thin transparent seismic unit composed of two layers (1 and 2). The faulted blocks display raft morphology. Layer 2 appears to be syn-gliding since it is anisopachous. The thin dotted white line indicates the end of the main phase of movement. Red arrows show transparent seismic facies at the base of the PQ unit, which fill the half-grabens created by the gliding.

IV.3.6.2.Possible lithology:

The MSC unit has never been drilled within the study area. BU consists of a bedded unit affected by brittle deformation. The deformation of the BU and PQ units on the CMD margins is typical of salt-related deformation, suggesting that a thin ductile layer below BU must have flowed toward deeper areas. Displacement and deformation are weak mainly because the depression is small and closed, preventing lateral salt flow (Fig. IV.16 and Fig. IV.19). This indicates the existence of a pure halite layer within the CMD, the MU (Mobile Unit). The available data suggest the existence of a MU at least 0.1 s TWT thick (i.e. 225 m using an interval velocity of 4.5 km/s) at the base of the BU in the CMD. However, the BBU is not well constrained on seismic profiles and the thickness of the MSC unit could be underestimated as shown by line SH (A, Fig. IV.19).

Because of its brittle deformation, the BU cannot be attributed to a pure halite formation. It could consist of gypsum beds associated with lacustrine carbonates or/and fluvial deposits as interpreted in the UU of the Valencia Basin (Urgeles et al., 2010) or the BU of the East Corsica Basin (Thinon et al., 2011). However, the scarcity of chaotic seismic facies within the BU (except very locally) and, moreover, the absence of a drainage network, do not favour the presence of clastic deposits in the study area. The BU, flat with no erosion on its top, could record an equivalent of the Lago Mare facies.

The Slope Unit sometimes displays a complex seismic geometry of alternating chaotic facies interbedded with locally transparent facies. Chaotic facies are unlikely to represent clastic deposits for the same reasons as discussed above. Moreover, the regionally constant thickness of the Slope Unit is incompatible with the clastic MSC geometry described elsewhere (Lofi et al., 2005; Maillard et al., 2006; Bache et al., 2009, Obone-Zue-Obame et al., 2011), which display a lobe-like morphology and are often linked to MSC canyons. Gliding of the whole Slope Unit suggests that a ductile or partly ductile layer exists at its base, implying this unit could correspond to evaporites. Not only pure halite but also gypsum layers could favour gliding, as has been suggested for the evaporites of the onland basins (Bourrillot et al., 2010). Resedimented evaporites are found in intermediate depth basins at depths of 200 to 1 000 meters, including clastic evaporites and halite as for example in Northern Apennines and Sicily (Ricci Lucchi, 1973; Manzi et al., 2005, 2009; Roveri et al., 2003; Roveri and Manzi, 2006). Nevertheless, the Slope Unit keeps its coherence with non- destructured rafts, and its deformation style is quite different from pure ductile halite. Rather, the rafts appear in

place on the slope domain, and underwent little displacement, as observed in the Sorbas basin (Bourrillot et al., 2010). The overlying thin transparent unit (layer 1, Fig. IV.22), which is involved in the gliding, could represent the Lago-Mare event, that has been found onland on top of the TCC and the Palma gypsum beds (Mas and Fornos, 2012).

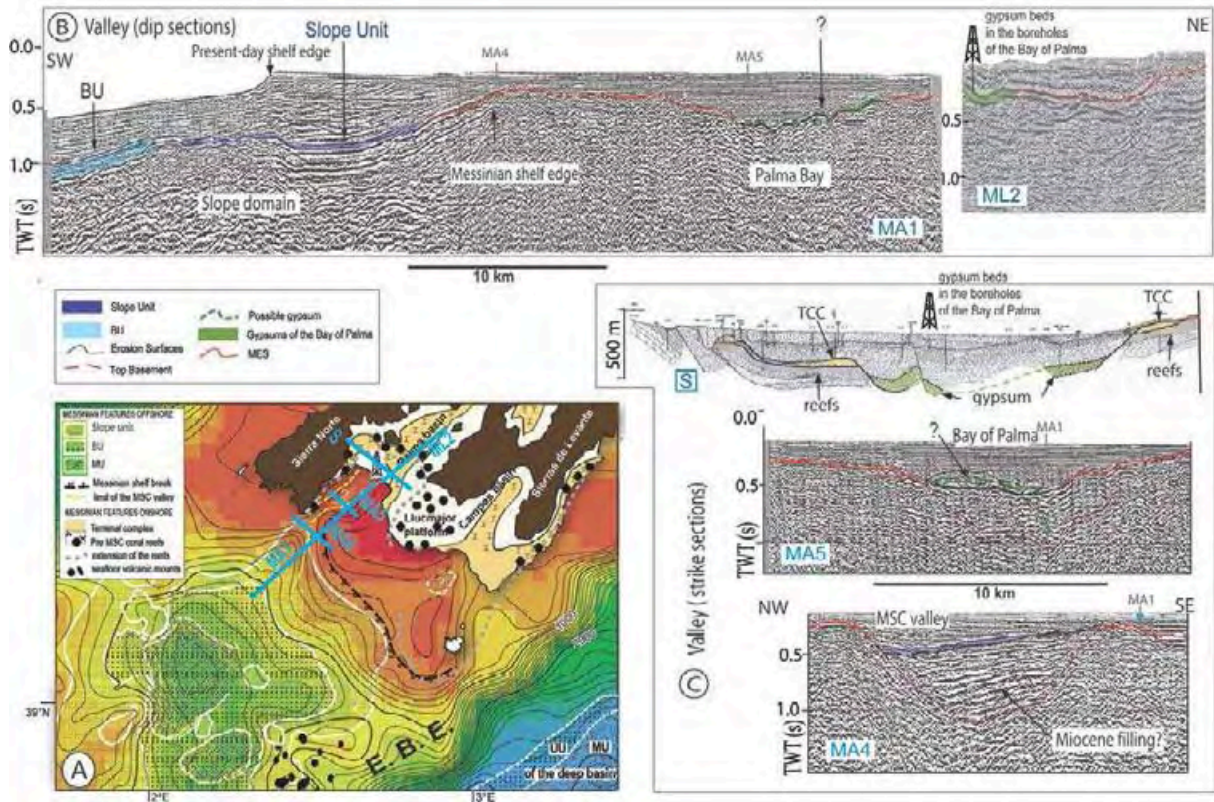


Figure IV. 23: Illustration of the MSC valley facing the Bay of Palma on the SW Mallorca slope. A: Map of the Base PQ unit showing the extension of the valley and location of the seismic lines and geological cross-section S (in blue). Distribution of the MSC units is also shown. B: along-dip seismic lines following the valley from the CMD to the Bay of Palma and the Palma gypsum drilled onland. C: sections across the valley, from the deep lower slope to the platform and the onland Palma basin. Resolution of the seismics does not allow us to determine whether the MSC unit exists in the offshore Bay of Palma (crossing of MA5 and MA1); however, a depression-like morphology affects the basement and the Base PQ unit, drawing the valley.

IV.3.7.Discussion

IV.3.7.1. Correlations with known MSC units of the deep basins.

In the CMD, the vertical succession of a bedded unit (BU) overlying the mobile unit (MU) exhibits a strong analogy with the deep basin MSC successions as seen on low-resolution profiles, which consist of UU overlying MU (Fig. IV.17), or with Sicilian outcrops consisting of Upper Evaporites overlying Halite (Decima and Wezel, 1971; Roveri et al., 2008; Manzi et al., 2009; Lofi et al., 2011a). In the absence of clear images for the base of the MSC unit, we assume a minimal thickness for the ductile layer of the CMD, even if some low-resolution seismic lines suggest that the MU is thicker. On the SH line, (A, Fig. IV.19) some very strong amplitude reflectors are visible in the center of the CMD below MU. In that case, we could suggest that these strong amplitude reflectors are equivalent to the LU found in the Liguro-Provençal basin.

However, at the present time, there is no evidence for any geometrical connection with the deep basin succession, and no chronostratigraphic correlation can be performed. In addition, the BU of the CMD currently lies at depths of 1 000 to 1 500 meters, which is much shallower than the depth of the UU in the deep basins. For example, the UU overlying MU is observed at depths of 4 000 meters in the Algerian Basin, and even deeper in the Liguro-Provençal Basin, which underwent mostly vertical subsidence but no active tectonics. The MU is also much thicker in the deep basins, where its distribution is restricted to deep abyssal domains and has even been correlated with the areal extent of oceanic crust. Although very few areas containing MU have been identified in shallow parts of the Northwest Mediterranean, we can cite the East Sardinia basin on the East Tyrrhenian margin in on continental crust located at around 2.5-3.0 s TWT- depth, which demonstrate that rifting already occurred there during the Messinian (Gaullier et al., 2014). Salt also exists on the continental shelf of Greece offshore from Thassos Island, at around 2 s TWT- depth (Prinos basin, Proedrou and Papaconstantinou, 2004), depths comparable to that of the occurrences studied here, or on the slope of the Levant Basin offshore Israel (Cohen, 1988). Other halite deposits are known onland, such as in the Sicilian succession, as well as in Calabria (Ionian side), but controversy persists as to whether they represent deep or marginal basins, and correlation with deep basins units is not obvious (Rouchy et al., 2006; Roveri et al., 2006; 2013). The clastic evaporites and halite found in Northern Apennines and Sicily, linked to the second stage of the MSC, are resedimented evaporites because involved in orogenic wedges (Ricci Lucchi, 1973; Manzi et

al., 2005, 209; Roveri et al., 2003; Roveri and Manzi, 2006). In Northern Cyprus also, a continuous succession has been observed between the MSC units on the offshore Eastern Cyprus Arc and the drilled evaporites in the onshore Mesaoria Basin (Maillard et al., 2011). The onland evaporites of Cyprus should not be referred to as “peripheral” since they are laterally correlated with the deep basinal unit. These examples show evaporites at intermediate depths between deep and marginal basins, that could have occurred in perched basins during the MSC. However, their active tectonic settings are very different from the passive margins of the Northwestern Mediterranean and prevent us from restoring the exact paleotopography.

In this study, we rather compare our MSC units with the units of the surrounding basins in the same tectonic setting ie passive margins. We show occurrence of salt in shallow depressions in the continental setting of the Balearic Promontory, in contrast to the thick and widespread evaporites (MU) in the deep abyssal domain.

The MSC succession of the CMD is thin. Such thin MSC units have been described locally on seismic profiles around the Northwest Mediterranean, all located at intermediate depth between deep basins and peripheral basins (Fig. IV.17; West Corsica basin, East Corsica basin, East Sardinia Margin, Lofi et al., 2011; Gaullier et al., 2014). These profiles reveal a thin-bedded MSC record essentially composed of a single unit (UU, or BU), or include a thin salt wedge which corresponds to the flat termination of the MU in deep basins, as seen, for example, in the Valencia basin (Fig. IV.17). Their top and base are eroded and have been correlated with the BES and TES of the deep basins (Maillard et al. 2006, Thinon et al., 2011, Bertoni et al., 2006; 2007; Lofi et al., 2005).

Even though the BU of the CMD resembles the MSC unit (UU) of the Valencia Basin in terms of thickness and seismic facies, no erosion has been observed at its top in the study area. The TES in intermediate depth basins displays a flat morphology with incisions forming a network that has been clearly identified in the Valencia Basin (Escutia et al., 1992; Maillard et al., 2006; Martinez del Olmo et al., 2011) and in the East Corsica Basin (Thinon et al., 2011). This network seems related to the existence of the surrounding deeper basins into which they drain. Since the CMD is closed, no drainage network can develop, and this could explain the absence of erosion. Moreover, no large drainage system exists onland. In our study area, only the Slope Unit displays erosion at its top and base, but the erosion at the top of this unit cannot be compared to the TES as it is neither flat nor incised. Going toward the

Mallorca Channel, it is not possible to connect the MSC units of the Mallorca Channel (Slope Unit, Fig. IV.16) to that of the Valencia Basin because of the presence of structural highs. The relationships between these units remain unclear and require more detailed study. It is noteworthy, however, that a thin seismic unit forms a prolongation of the UU in the Valencia Basin and drapes upward onto the Mallorca margin.

We propose that the MSC units of the study area fill a closed or partially closed depression, already perched during the MSC at intermediate depths between the deep and peripheral basins. Such "perched basins" can trap its precipitated sediments and prevent it from washing away during later stages where base level elsewhere may fall below the elevation of the perched basins.

IV.3.7.2. Relationships between MSC units and erosion surface(s).

The erosive nature of the base of the Slope Unit is a matter of discussion. In view of the evidence for gliding processes involving the Slope Unit, the erosive base (BSU) may be correlated to the "detachment" surface, and thus could have been generated after deposition. The seismic facies of the Slope Unit, when not disturbed by rafts, displays a different seismic facies than the underlying unit, which argues in favour of a pre-existing basal unconformity. This unconformity would have acted subsequently as a detachment horizon. This unconformity could then be correlated with the BES on the lower slope (3, Fig. IV.25).

However, the thin-bedded reflectors of the top of the BU are seen to onlap the Slope Unit on the borders of the CMD (Fig. IV.20). In addition, the top of the Slope Unit shows very pronounced erosion (E, Fig. IV.20). The erosive top of the Slope Unit (TSU) is not likely to be correlated with the top of the BU because the latter onlaps the former and, moreover, no erosion is observed on top of the BU (TBU). Downslope, either the Slope Unit disappears, or it shows a prolongation within the BU or it merges with the base (Fig. IV.20). In that case, the TSU could be correlated with the BES at the base of BU (1, Fig. IV.25) and would thus represent the lower sea level in the CMD, coeval with the MES on the shelf. The onlapping of BU onto the Slope Unit shows that the filling of the CMD postdates the major drop in sea-level. As no erosion is clearly seen below MU, the deposition of MU could be synchronous with the major lowering stage. Upslope, both erosion surfaces on the top and base of the Slope Unit merge into the MES (Fig. IV.20 and 2, Fig. IV.25), as already shown by Hübscher et al. (2010).

IV.3.7.3. Onshore-offshore relationships

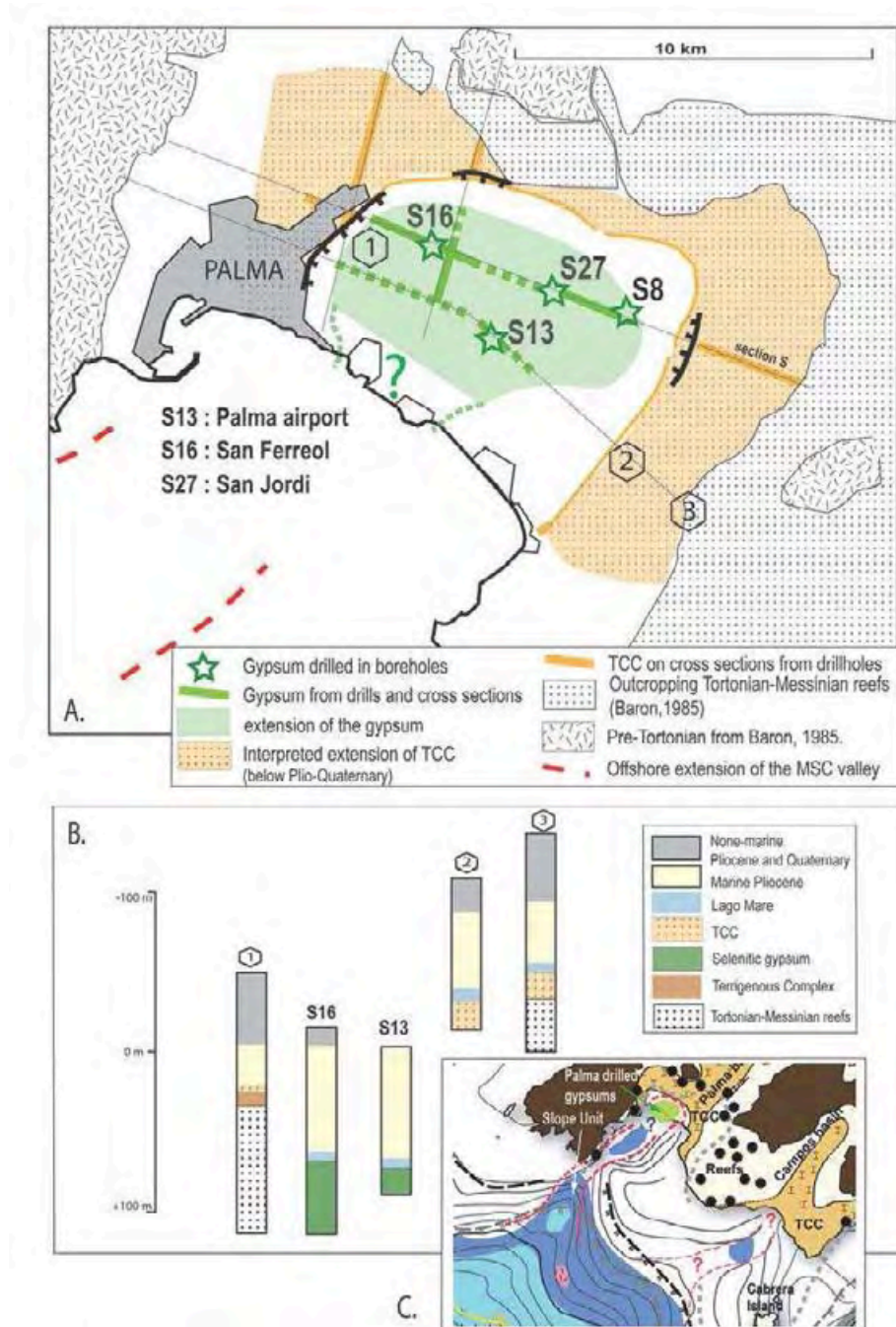


Figure IV. 24: A: map of the onland Palma depression, inferred from drilling information, and former cross-sections and maps (Baron y Gonzalez, 1984; Baron and Gonzalez, 1985). The map shows the outcropping formations after removal of the PQ unit. The light black lines indicate the locations of the sections used, the green stars the locations of boreholes where gypsum is found. B: schematic interpretation of drill hole logs simplified from Mas and Fornos, 2011. Location of the wells is given on map A. C: the location of both Messinian

valleys crossing the NW Mallorca shelf is given on the map of the MSC units (see legend on Fig. IV.16).

According to Rosell et al. (1998), the Bay of Palma gypsum records a progressive filling of the basin and a decrease of the water depth. In this respect, it is noteworthy that the number of cycles recorded in this unit is close to that observed in Italy and Sicily in the Lower Evaporites (Rosell et al., 1998). These gypsum beds would therefore be correlated with the peripheral evaporites (PLG-stage 1, CIESM, 2008). There is no evidence to attribute this gypsum to the Upper Evaporites. However, some authors correlate the massive selenitic gypsum drilled in the onland Palma depression with the lateral distal equivalent represented by the Terminal Carbonate Complex of Mallorca (Rouchy and Saint Martin, 1992, ; Esteban, 1996; Pomar et al., 1996; Bourillot et al., 2010) and maintain that the TCC is fully coeval with the Upper Evaporites (UU; Mas and Fornós, 2011; 2012). In that case, all the MSC units described in this study would be synchronous (3, Fig. IV.25). The nearly continuous lateral record of the MSC unit from land to sea favours this scenario, but differences in depth, deposition and correlation of the different units make it difficult to support such a hypothesis.

The Palma evaporites are imaged on an onland seismic line that correlates with offshore profiles (ML2, B, Fig. IV.23). On the shelf off the Bay of Palma, we lack high-resolution seismic data to detect the eventual presence of thin MSC deposits (MA1, B, Fig. IV.23). In any case, the Slope Unit occurring in the valley is situated 0.3 s TWT deeper than the evaporites of the Palma depression. Moreover, we cannot rule out the presence of sills along the valley which disconnect the units; as a consequence, we cannot validate the continuity of MSC deposits from land to the deep CMD. However, the Palma gypsum beds and the Slope Unit filling the valley display the same range of thickness, with both units showing overlying erosion (even if the erosion is located above the Lago Mare for the Palma gypsum; the Lago Mare could be included in the Slope unit). The continuity of the onland/offshore morphology of the depression suggests a lateral continuity between the evaporites drilled onland and MSC deposits offshore from the Bay of Palma (1, Fig. IV.25).

The geometric relationship between the Slope Unit and the BU suggests that the latter postdates the Slope Unit and that the erosion on top of the Slope unit could then correlate downslope with the BES (1 and 2, Fig. IV.25). According to such a relationship, the Slope Unit deposits could be correlated with the stage-1 evaporites (or equivalent deposits) as well as possibly with the Palma gypsum beds and the PLG (1, Fig. IV.25).

Alternatively, as well documented in the Northern Apennines and in Sicily, the Slope Unit could be made up of resedimented stage-1 evaporites involved in mass failure during a subsequent MSC stage 2 (Ricci Lucchi, 1973; Roveri et al., 2003; Manzi et al., 2005, 2011; Roveri and Manzi, 2006), as suggested by the evidence for gliding. However, they would be synchronous with the BU, which is not what is observed. Moreover, onland gypsum beds are only found in the Bay of Palma, whereas the Slope Unit is present all around the CMD. Where is then the source for eventual resedimented evaporites? A possible scenario would involve a polyphase deposition of the MSC units, becoming more and more recent downslope: the Bay of Palma gypsum and the Slope Unit representing the first-stage evaporites would have been deposited first (1, Fig. IV.25), or even possibly diachronously with the Bay of Palma gypsum, before the Slope unit (2, Fig. IV.25). The BU was deposited later, during the second stage of sea-level lowering while the Slope unit and the Palma gypsum were being eroded.

IV.3.7.4. Messinian morphology.

The Palma and Campos grabens have been active since the Miocene, predating the MSC. The reefs grew preferentially on the borders of the grabens (Section S, C, Fig. IV.23). During the Messinian sea-level drop, the Mallorca shelf was entirely exposed and subject to subaerial, fluvial erosion (Just et al., 2011). The erosion was located preferentially within the graben depocenters, as already seen elsewhere, forming an erosive morphology with two embayments (C, Fig. IV.23). The morphology of the Palma graben constrains the pre-MSC Miocene and Pliocene sedimentation that fills the entire graben, whereas no evaporites are known in the graben elsewhere than in the Bay of Palma (Fig. IV.23). Although influenced by pre-MSC morphology, the distribution of the Palma gypsum closes northward (A, Fig. IV.24), and we linked their extent to the incision responsible for the MSC valley (C, Fig. IV.24). Evaporites could have partially filled the Bay of Palma, being deposited in some parts of the embayments and extending farther downslope in relation to the sea-level drop.

In this carbonate-rich environment, as a result to the sea level fall, erosion was likely dominated by surficial dissolution and brecciation and by the development of karstic network at depth (Mocochain et al., 2006; Lofi et al., 2012; Tassy et al., 2014). This might explain why we cannot find any evidence for clastic material linked to the MSC deposits in the area, as described in many other Mediterranean areas, essentially at the mouth of the MSC rivers (Lofi et al. 2011a). Dominated by dissolution of limestones rather than mechanical erosion,

the reduced drainage system in Mallorca could also account for this lack of clastic material. The resulting erosive morphology of a small drainage system can be compared with the Oristano Sardinian MSC valleys (Cornée et al., 2008), where a flat shelf was incised during the Messinian and later filled.

IV.3.7.5. Post-MSc vertical movements.

The distribution of MSC deposits over the entire Balearic Promontory is concentrated in several more or less disconnected basins at different depths (Fig. IV.14). It is however difficult to determine if such a disconnection already existed during the MSC or if it is the result of post-MSc vertical movements driven by tectonic processes.

A similar situation with detached depocenters at different paleotopographic elevations has been described in many peripheral basins developed on orogenic wedges – e.g., Northern Apennines and Sicily (Manzi et al., 2005, 2009; Roveri et al., 2003). However, while the influence of recent tectonics is obvious in the Balearic Promontory, it leads to the reactivation of Oligo-Miocene structures that do not involve km-scale vertical movements (Maillard and Mauffret, 2013). Indeed, the Northwest Mediterranean does not correspond to an active orogenic setting, and the deep basinal units are mostly flat and onlap laterally onto the foot of the margins at 2-3 sec TWT (i.e. around 3 km depth; Fig. IV.17).

In our study area, the top of the BU in the CMD is mostly flat at 1.3 km depth: this morphology implies the passive aggrading filling of a pre-existing depression, as is often proposed to explain the filling of the deep basins. However, the BU onlaps the borders of the CMD at around 1 000 m and could extend into the valley up to a depth of 800 m (Fig. IV.16). In other sectors of the Western Mediterranean, some MSC deposits are observed entering and filling up the valleys, thus extending to shallower depths than the deep basin deposits (Cornée et al., 2008; Obono-Zue-Obame et al., 2011). Subsidence of the CMD could partly explain the difference in depths between the BU in the CMD and the BU onlapping onto the borders. Only around 400 m (i.e. 0.4 s TWT) of Pliocene-Quaternary sediments cover the MSC units. Subsidence of the CMD can be estimated from the upward bending of the BU onlap; for example, on the Ibiza shelf, where the evaporites clearly onlap onto the lower slope (A and B, Fig. IV.21), the subsidence is estimated at 0.2-0.4 s. TWT, which is around 200-400 m. On the Ibiza lower slope, we also observe an uplifted morphology of the Slope Unit that drapes over the Mont d'Auzias (C, Fig. IV.21). This results from post-MSc tectonic activity, also

leading to the numerous faults which offset the Slope Unit (green faults in Fig. IV.16) and which are clearly distinct from the salt-related faults. The absence or reduced thickness of the PQ unit over Mont d'Auzias implies a post-MSC uplift of up to 400 m, compatible with the bending on the margins. Evidence for a tectonic phase is also provided by the presence of wedges and unconformities in the transparent base of the PQ unit (right side, C, Fig. IV.19).

However, the gypsum of the bay of Palma lie at around 200 m below sea level, i.e. 1000 m higher than the BU. Subsidence cannot account for such a difference in elevation compared with the present-day position (800 m of subsidence would be necessary), even if we take into account some vertical tectonic uplift. This suggests an original disconnection and diachronism between the two units and would exclude a synchronous scenario for the deposition of the Palma gypsum beds and the BU. In between, the Slope Unit, which is possibly equivalent to the Palma gypsum beds, drapes over the entire margin. The nearly isopachous Slope Unit is present in the slope domain at depths as shallow as 500 m, where the MES is usually found. On the MES, in a passive tectonic setting such as found in the Northwest Mediterranean, the horizontal onlap of the MSC units (when removing salt gliding; Fig. IV.17) on the margins suggests the progressive infilling of the deep basin. The configuration in the Balearic Promontory is atypical for the MSC unit, which calls into question the interpretation of the UU onlap as a paleomorphological marker during the MSC.

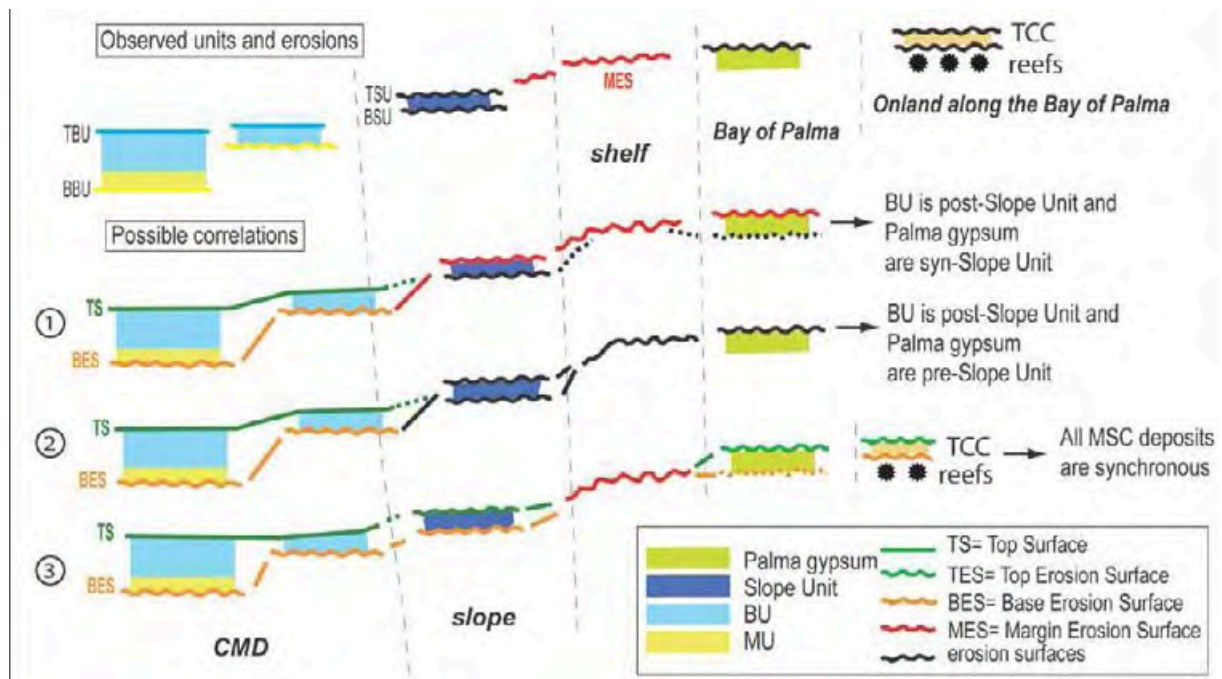


Figure IV. 25: Schematic diagram showing possible correlations between the different MSC markers, extending from onland deposits to the offshore CMD, and interpretations of the erosional surfaces.

IV.3.8.Conclusion and implications

This study has shown new MSC markers between Ibiza and Mallorca islands. In the Mallorca shelf, a Messinian valley has been identified that connects the onland/offshore Bay of Palma, where Messinian evaporites are known from boreholes, to the Central Mallorca Depression, where the occurrence of MSC-related deposits is inferred from seismic data. Two MSC-related deposits are observed in the area: a thin Slope Unit on the slope domain at depths ranging from 400 m to 1 000 m, and a Bedded Unit (BU), including mobile salt in the middle of the Central Mallorca Depression at depths deeper than 1 000 m. Geometrical relationships between the different MSC units suggest their diachronous deposition, with progressively younger units forming in the depression, which is demonstrated by the onlap of BU against the Slope Unit. At a larger scale, the observed MSC markers in the Mallorca sector call into question two usually accepted ideas:

IV.3.8.1.Deposition of salt in a deep setting:

The occurrence of a halite layer in the Central Mallorca Depression, at a depth of 1000-1500 m, challenges the concept that salt is generally restricted to the deep abyssal domain of the Northwest Mediterranean Basins (at around 4 000- 5 000 m depth), where it is described as a Mobile unit (MU) which is often > 1 km thick. Recently, however, salt has been observed in restricted domains on the Sardinian margins, in small basins disconnected from the oceanic domain, and located at different depths (eastern Sardinian: Gaullier et al., 2014; western Sardinian: Geletti et al., 2014). Even if the thickness is much less, this implies that MSC-related halite can precipitate in relatively shallow-water continental environments where no oceanic crust exists, provided that a topographic low was present. Even if reworked in an active tectonic setting, the Sicilian halite could be regarded as a good analogue, since they could have been formed in such a closed depression during the MSC allowing the precipitation of salt. However, the paleodepth of this depression is unknown because controversy persists as to whether it was a deep or shallow basin.

IV.3.8.2. Two distinct types of evaporitic MSC basins:

This study shows that basins in passive tectonic settings not only contain “peripheral evaporites” and “deep basin evaporites”, but also “intermediate” evaporites, or at least MSC-related units that can be found at a whole range of intermediate depths. The dual terminology generally applied to MSC evaporites cannot account for any of the MSC units described in the Balearic Promontory. Although the BU in the Central Mallorca Depression resembles the deep basin evaporites, the former are not “deep” or thick enough to be attributed to a deep basinal setting, and were probably originally disconnected from such an environment.

The gypsum drilled onland in the Bay of Palma are likely to be “peripheral” because they are located onland. The Slope Unit drapes over the entire slope domain and is neither deep nor shallow. It is located between the BU and the Bay of Palma gypsum, and could be a lateral equivalent of the Palma gypsum beds, representing a nearly continuous MSC record in this area from shallow- to deep-water settings.

Such a Slope Unit has nether been observed on the slopes of the Liguro-Provençal and Algerian basins where the MES is obvious and overlapped by the MSC units in the deeper lower slope domain. Some authors propose that the onlapping of the MU onto the Western Mediterranean margins at 3-4 s TWT records the lowest sea level during the drawdown phase (Lofi et al., 2011b). Either the sea level drop was not so marked, or more likely, salt could have been deposited as a result of evaporative drawdown at different depths - and perhaps also diachronously - thus filling a pre-existing perched and closed topography (Rouchy and Caruso, 2006; Ryan, 2008; Lofi et al., 2011b). Indeed, it is difficult to explain such different deposition depths at the scale of the Western Mediterranean merely in terms of post-MSC differential vertical movements or even uplift of the Balearic domain.

The salt of the Central Mallorca Depression at shallow depths, belonging to an undeformed and possibly complete MSC unit, must be regarded as an interesting target for future deep drillings. The Slope Unit is located in a key area to understand the relationship between onland evaporites successions and offshore MSC records.

IV.4.: Les marqueurs messiniens sur le Promontoire Baléares : des résultats importants pour la compréhension de la crise , et des perspectives :

| Observations majeures | Implications |
|--|---|
| Des dépôts liés à la crise de salinité messinienne sont mis en évidence sur l'ensemble du Promontoire Baléares, excepté sur le plateau continental. Ils forment une unité sismique continue épaisse de 50 à 200m, présente partout en dessous d'une profondeur de 500m | L'extension des dépôts de la crise sur l'ensemble du Promontoire et drapant les marges questionne les observations habituelles, à savoir l'observation de la MES sur les marges, que les évaporites des bassins profonds recouvrent en onlap vers 2000-3000m de profondeur. |
| A certains endroits, on distingue deux sous-unités, séparées par une surface d'érosion. L'unité supérieure, peu épaisse sur les zones hautes, peut contenir de la halite pure mobile (MU) dans les dépressions. Elle recouvre en onlap l'unité inférieure, fine et drapant les pentes. | |
| L'unité inférieure est corrélée aux gypses primaires sur la plateforme d'Alicante, et probablement sur le reste du Promontoire, notamment sur les pentes d'Ibiza et de Majorque, où elle peut être corrélée avec les gypses forés dans le bassin de Palma. | Nous mettons donc en évidence un diachronisme des dépôts liés à la crise sur le Promontoire et proposons de relier l'unité inférieure aux gypses primaires. L'unité supérieure est postérieure et peut être contemporaine des évaporites profondes (MU et UU) |
| Sur les pentes, ces dépôts de l'unité inférieure montrent des évidences de déformation cassante par glissement sur leur base, sans pourtant contenir de Mobile Unit (MU aux caractéristiques sismiques bien connues). | Ces indices rendent cette unité sismique comparable aux gypses glissés observés à terre dans les bassins du SE espagnol (Bourillot et al., 2010), ou observés récemment à Ibiza (Lezin et al., 2014). |
| Nous suggérons que le sel peut précipiter à différentes profondeurs dans des bassins fermés ou semi-fermés, postérieurement aux gypses primaires, et possiblement avant ou pendant le dépôt des évaporites profondes. | |
| Cette observation et la précédente remettent en cause la terminologie utilisée pour décrire | |

les séries messiniennes (« périphériques et primaires » à terre et « profondes et secondaires » en offshore) puisque (i) des dépôts existent entre ces deux extrêmes et (ii) ces deux types de dépôts peuvent coexister au même endroit. Nous posons donc la question sur la validité de cette terminologie au vu de nos résultats.

Les dépôts liés à la crise sur le Promontoire sont déconnectés par de la tectonique post-messinienne. Ceci ne facilite pas les corrélations latérales, mais permet de quantifier les déformations récentes.

L'étude de la série de la crise en mer met en évidence une activité tectonique post messinienne conséquente et complexe (voir Chapitre V)

Chapitre V: Evolution post-messinienne de la région Baléares :

V.1. Problématique :

L'évolution tectonique récente du promontoire Baléares est liée aux changements de cinématique qui ont affecté les bassins adjacents. Si le promontoire a subi une phase extensive entre 16 Ma et 8 Ma, les auteurs observent que depuis 8 Ma, le contexte tectonique de la région Algéro-Baléares est globalement compressif, notamment sur la marge Algérienne inversée (*e.g* Deverchère et al., 2005 ; Domzig et al., 2006). Les données à terre montrent que la cordillère Bétique dans son ensemble se soulève en raison d'une phase compressive N-S à NNO-SSE (Sanz de Galdeano et Alfaro, 2004) concomitante d'une phase extensive perpendiculaire qui s'exprime surtout dans la mer d'Alboran (Fig V.1. ; Serpelloni et al., 2006). Les mécanismes au foyer témoignent d'une déformation transpressive le long d'accidents majeurs comme la faille de Crevillente ou l'accident du Bajo Segura (Montenat et al., 1990 ; Alfaro et al., 2002). Ces accidents forment la limite tectonique entre les zones internes et les zones externes des Bétiques aussi appelée zone de cisaillement Bétique est, ou zone de cisaillement trans-Alboran (Comas et al., 1992 ; Silva et al., 1993). Cette zone dont la terminaison offshore est probablement située entre la plateforme d'Alicante et le chenal d'Ibiza est fortement active comme le montrent la sismicité élevée et plus précisément le séisme en transpression sénestre de Lorca (Mw 5.1, 11/05/2011, Alfaro et al., 2012). Cependant, des études récentes basées sur des données de bathymétrie multifaisceaux haute résolution (Acosta et al., 2001a ; 2001b ; 2004 ; 2013 ; Lastras et al., 2009), de terrain (Berndt et al., 2002 ; Gelabert et al., 2004 ; Camerlenghi et al., 2009 ; Sabat et al., 2012 ; Zazo et al., 2013) ou des données de sismicité (Serpelloni et al., 2007 ; Sanchez-Alzola et al., 2014), montrent une activité tectonique relativement faible, de nature extensive vers Majorque et compressive entre Ibiza et l'Espagne continentale.

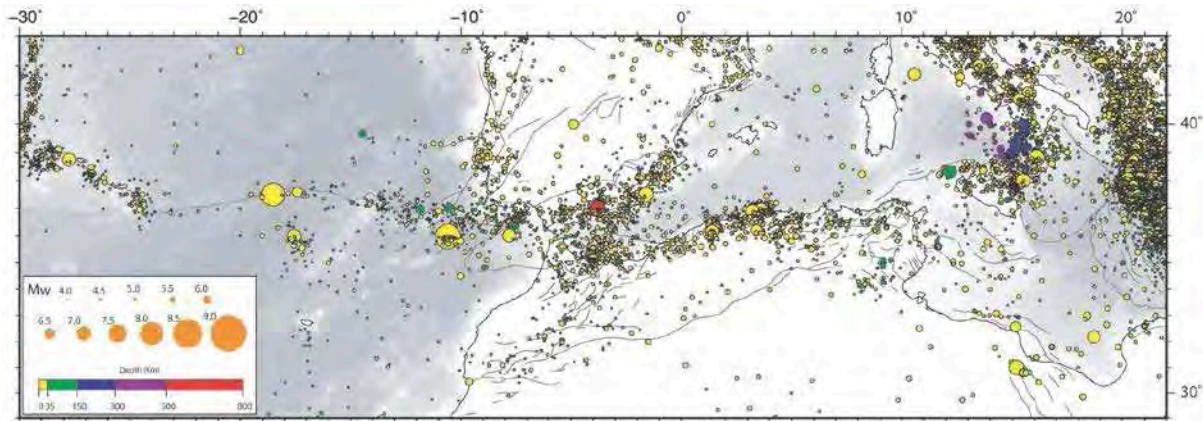


Figure V. 1 : Carte de sismicité de la région sud de la Méditerranée occidentale. (Serpelloni et al., 2007)

Le deuxième axe du projet SIMBAD correspond à l'étude des déformations post-messinienne et à leur héritage par rapport aux différentes phases tectoniques qui ont affecté le promontoire Baléares. Nous avons montré dans les chapitres précédents l'existence d'une phase extensive qui s'initie au Serravalien suite à l'orogénèse bétique et qui semble continuer jusqu'à l'Actuel. Nous avons aussi mis en évidence l'existence de dépôts liés à la crise de salinité messinienne sur la majeure partie du promontoire. Ces dépôts sont utilisés comme marqueurs pour analyser la déformation qui affecte le promontoire de la fin de la crise jusqu'à l'Actuel. Le but de ce chapitre est de préciser la nature de la déformation qui affecte le promontoire durant le Plio-Pléistocène à l'aide des profils de sismique réflexion haute résolution de la campagne SIMBAD et des campagnes plus anciennes. Quelle est la part de la compression enregistrée à l'échelle régionale et localement vers Alicante, et celle de l'extension ? Comment ces différentes contraintes se répartissent-elles dans le temps et dans l'espace ?

V.2. Les dépôts post-CSM dans la région Baléares:

La fin de la Crise de Salinité Messinienne est marquée par une remise en eau brutale du bassin méditerranéen. A terre comme en mer, les dépôts post-CSM sont généralement caractérisés par des alternances de calcaire et de marnes typiques de milieux marins profonds (mer ouverte, voir §I.5 et II.3). En mer, la séquence post-CSM est composée de deux sous-unités (Voir Chapitre II.3) : une unité inférieure dite « transparente » (avec des réflecteurs sismiques de très faible amplitude) dont le calage stratigraphique n'est pas connu précisément ; et une unité supérieure bien litée avec des réflecteurs de forte amplitude qui

correspond au Pliocène supérieur et au Quaternaire. Le calage stratigraphique de la base de l'ensemble de cette séquence post-CSM est bien contraint (5.33 Ma, remise en eau zancléenne). Néanmoins le calage du toit de l'unité transparente est très discuté et n'est pas établi de manière précise. Le passage entre le facies sismique quasi transparent et le facies sus-jacent lité à forte amplitude ne peut pas être pointé latéralement en continu car il ne s'agit pas d'un réflecteur continu. Nous assimilons l'unité inférieure « transparente » au Pliocène inférieur, puisque située sur le Zancléen et sous le Pliocène supérieur. La chronologie de la déformation ne sera néanmoins possible que de manière relative.

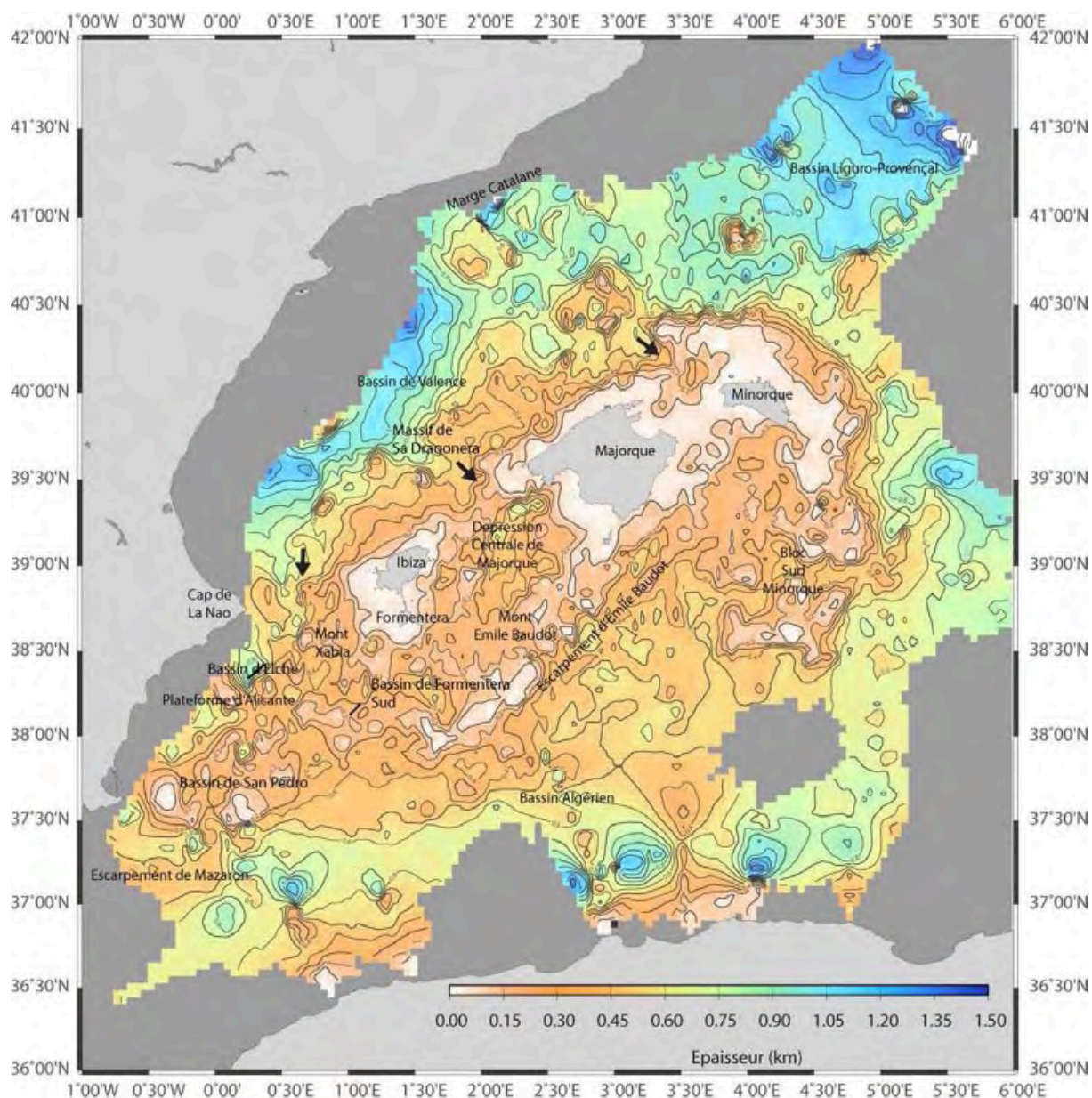


Figure V. 2 : Carte des isopaques de la séquence post-CSM ou Plio-Quaternaire, estimés en considérant une vitesse sismique de 2290 m/s pour cette unité. Les maxima marqués sur la marge Algérienne sont des artefacts liés à un manque de données et à un effet de bord.

Dans la région Baléares, la séquence post-CSM est presque continue. On observe des dépôts post-CSM sur l'ensemble du Promontoire, à des profondeurs actuelles comprise entre 1200 et 2000m (Fig. V.2). Sur le bloc sud-Minorque ils sont observés à des profondeurs plus grandes que ceux du promontoire Baléares mais restent moins profonds que ceux du bassin Algérien, reposant actuellement à plus de 3000 m de profondeur. La carte des isopaques du toit de la séquence CSM montre que la séquence « drape » le promontoire. Les principaux bassins sont bien mis en évidence (DCM ou chenal d'Ibiza) par un approfondissement de la base du

Pliocène (séquence post-CSM) d'environ 500 m, de même que la morphologie des marges où l'on observe une différence de l'ordre de 2000 m entre la base des dépôts du promontoire et ceux du bassin Algérien (Fig V.3).

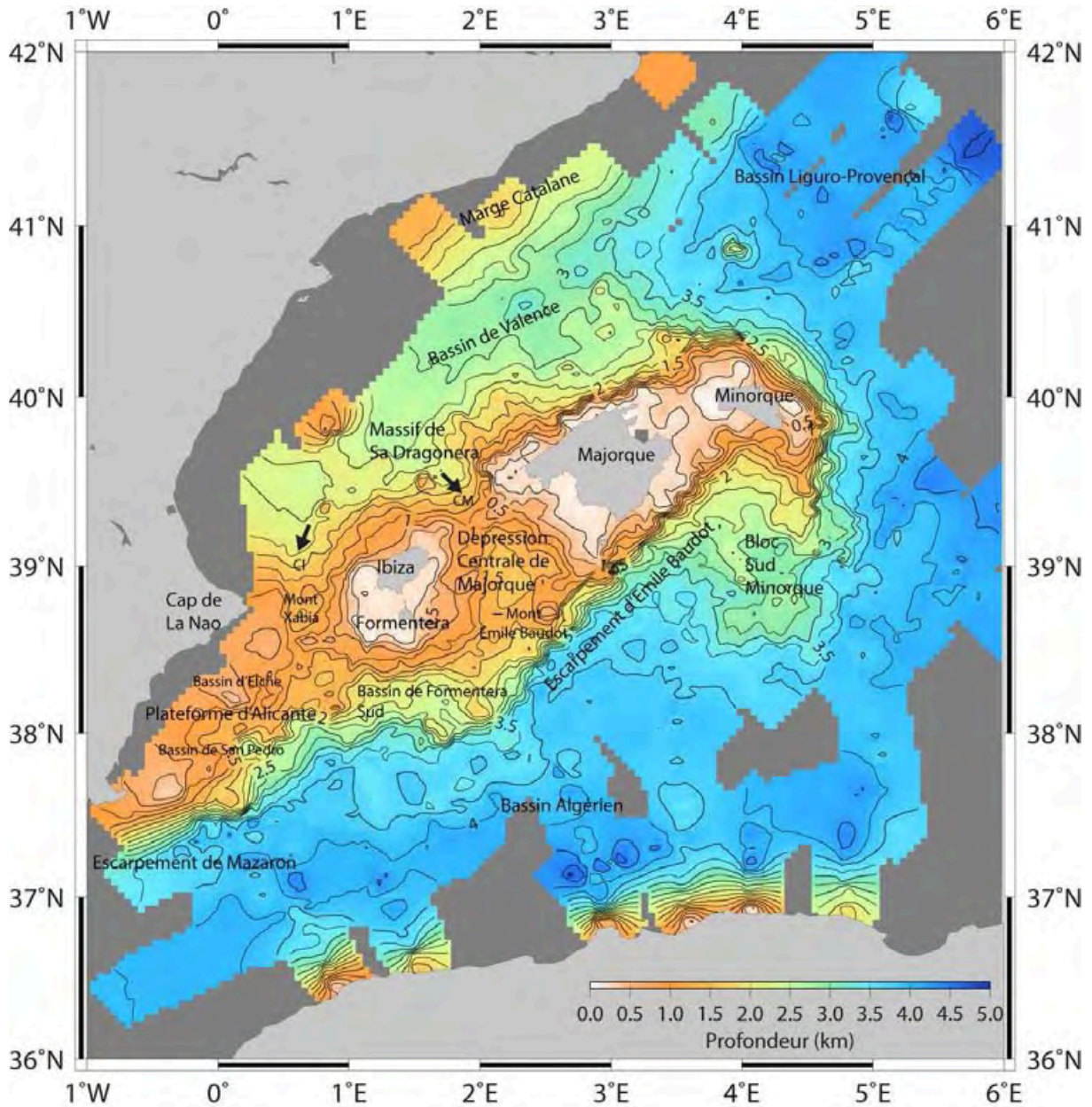


Figure V. 3 : Carte des isobathes du toit de la séquence CSM.

La séquence post-CSM est en moyenne beaucoup moins épaisse sur le promontoire que dans les bassins adjacents. L'épaisseur moyenne, estimée en prenant une vitesse de 2.29 km/s pour les sédiments Plio-Quaternaire est de 400-500 m sur le promontoire (Fig. V.2). Certains dépocentres montrent parfois de plus grandes épaisseurs comme dans la DCM où des épaisseurs de 900 m sont atteintes dans la partie nord-est. D'autres bassins comme le bassin

sud-Formentera ou le bassin d'Elche présentent aussi de fortes épaisseurs (> 800 m). Le bloc sud-Minorque n'est pas caractérisé par de fortes épaisseurs de sédiments post-CSM. Celles-ci sont de l'ordre de celles qu'on peut observer sur le promontoire Baléares (150-400 m) alors que la base de ces dépôts se trouve beaucoup plus bas (Fig. V.3). Les isopaques post-CSM dans le bassin Algérien sont perturbées par le diapirisme intense qui affecte les sédiments de la CSM dans le bassin Algérien et par un manque de données, les épaisseurs calculées (300-600 m) sont en général sous-estimées (Fig. V.2) car les épaisseurs mesurées sur les profils sont de l'ordre de 800 à 1000m localement. Néanmoins, l'épaississement vers la côte algérienne est réel car il correspond à des isobathes plus profondes (fig. V.3).

V.3. Observations en sismique réflexion des déformations syn- à post-crise de salinité Messinienne :

V.3.1. Le bloc sud Minorque:

Sur le bloc sud Minorque, un ensemble d'anciennes failles normales délimitent de grands blocs de socle (Fig. V.4 et Fig. V.5). Les séquences CSM et post CSM sont largement décalées par ces failles supposées. Sur le profil sismique Map117 (Fig. V.4), on remarque que les séquences CSM et post-CSM sont basculées vers le NE et présentent un décalage de 0.3-0.5 STD. Ces failles ne sont pas associées à un d'épaississement très important dans les séquences CSM et post-CSM mais au contraire plutôt une réduction de l'ensemble sédimentaire récent.

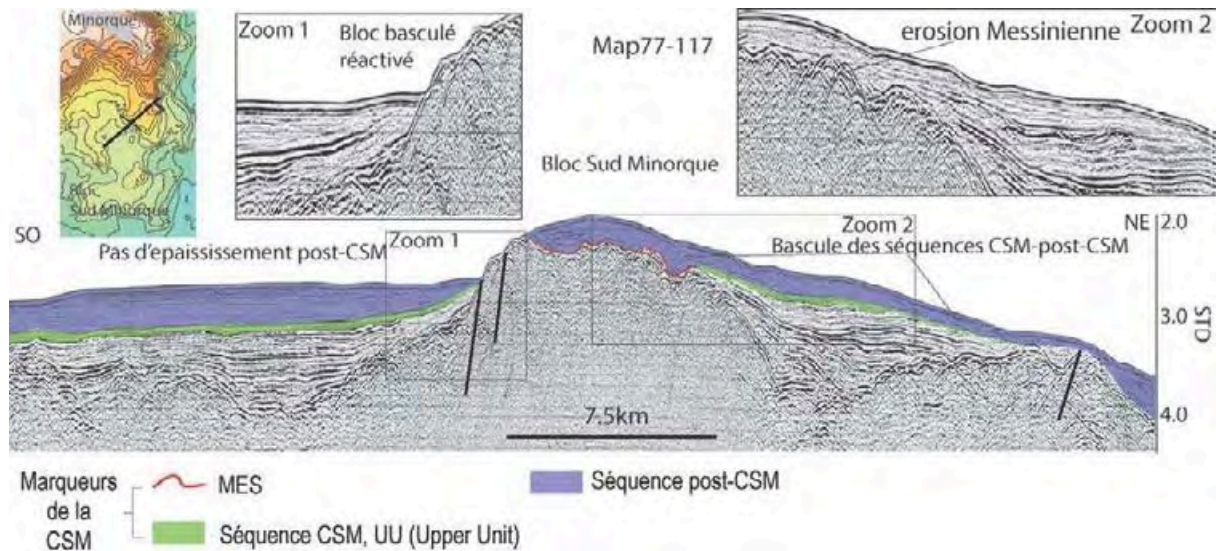


Figure V. 4 : Profil sismique Map77-117 situé sur le bloc sud-Minorque. La position du profil est indiquée dans le coin haut gauche sur la carte des isobathes de la base du Pliocène.

Certains des blocs, comme ceux traversés par le profil Map118 sont très étroits. On observe dans ces blocs des diffractions importantes des réflecteurs sismiques qui peuvent être interprétés comme des failles. Néanmoins, la structure très étroite, conique et localisée dans l'espace de ce bloc suggère plutôt une origine volcanique. Sur ce profil (Fig. V.4), les failles supposées ne sont pas associées à un épaississement des séquences CSM et post-CSM. Un décalage important (0.5 STD) est toutefois observé de part et d'autre du bloc.

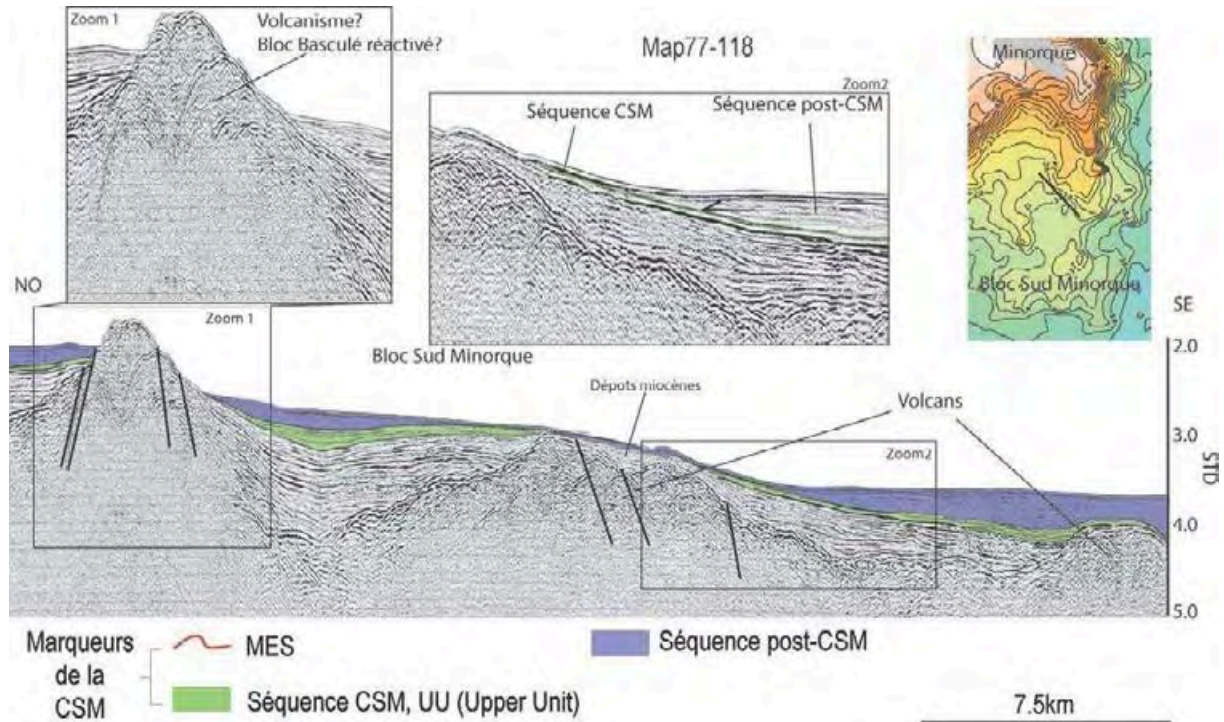


Figure V. 5 : Profil sismique Map77-118 situé sur le bloc sud-Minorque. La position du profil est indiquée dans le coin haut gauche sur la carte des isobathes de la base du Pliocène.

Les blocs de socle ne présentent pas d'orientation préférentielle puisque sur le profil sismique Map118 (Fig. V.5), le bloc est N-S à pendage O tandis que sur le profil SH23, les blocs qui remodelent le BSM, sont E-O à pendage S. La séquence post-CSM arrive clairement en onlap sur la séquence CSM basculée (Fig. V.5, Zoom 2). Sur le profil SH-23 (Fig. V.6, Zoom 2) on observe aussi des décalages des séquences CSM et post-CSM sans épaissement.

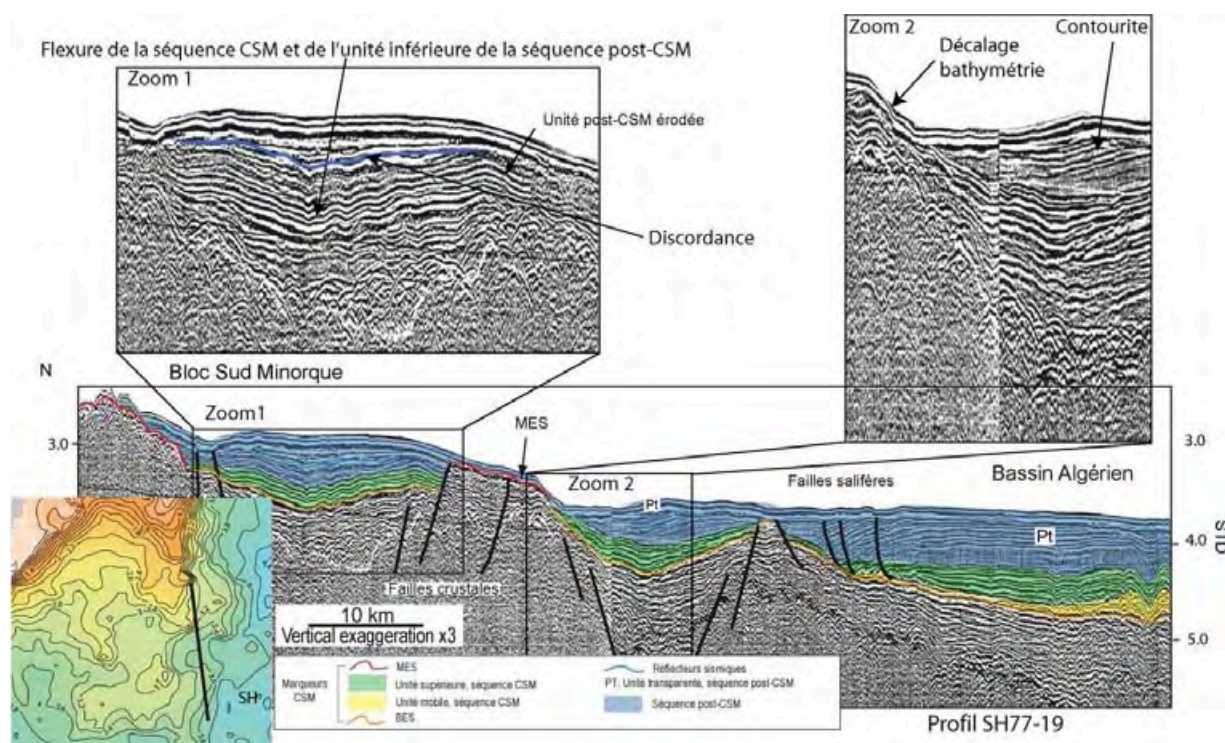


Figure V. 6 : Profil sismique Sh77-23 situé sur le bloc sud-Minorque. La position du profil est indiquée dans le coin haut gauche sur la carte des isobathes de la base du Pliocène.

Dans le bloc sud Minorque l'ensemble constitué par les unités CSM et post-CSM est relativement isopaque, les seuls changements d'épaisseurs notables étant dus à des phénomènes sédimentaires tels la mise en place de contourites (Fig. V.6. Zoom 2). Ceci semble exclure une tectonique syn- et post-CSM. Cependant, les unités sont décalées et clairement basculées. Une partie de ces marches d'escalier est probablement liée aux phases d'extension antérieures (voir Chapitre III.2), mais le basculement de ces séquences implique un mouvement récent, qui conduit à un soulèvement ou basculement des blocs et une subsidence des petits bassins entre ces blocs (Fig. V.6, zoom 1). Ce mouvement est post-CSM et anté-pliocène supérieur (Fig. V.5) ou syn- à post-pliocène supérieur (Fig. V.4 et Fig. V.6).

V.3.2. La marge nord Baléares :

Comme décrit dans le chapitre III, la marge nord Baléares est remodelée par une phase extensive dite post-Bétique qui s'initie au Serravalien et qui semble encore active aujourd'hui. Les observations réalisées sur la marge nord montrent que cette phase est active au moins pendant la CSM, mais aussi au Pliocène (Fig. V.7). De rares failles normales affectent la

marge nord Baléares au niveau de Minorque. Elles sont surtout situées sur la partie haute de la marge, proche de la plateforme. Leur orientation est la même qu'à Majorque : NE-SO, mais elles ont un pendage vers le SO (Fig. V.7, AA'). Sur l'ensemble de la marge nord Baléares, les séquences CSM et post-CSM sont isopaques et s'épaississent vers le bassin de Valence. L'épaississement vers le bassin de Valence est d'origine sédimentaire, résultant par exemple de courants de contour au niveau de la marge nord Minorque et surtout d'un épaississement général du aux apports de l'Ebre. Dans la région de Majorque, on observe sur des failles normales qui affectent la séquence post-CSM (Fig. V.7, BB') Ces failles ont une direction apparente NE-SO et semblent être réactivées puisque les éventails sédimentaires associés incluent aussi bien le pré-CSM que le post CSM et montrent un décalage de 0.3 à 0.4 STD ainsi qu'un faible épaississement (0.1 STD) de la séquence post-CSM (Fig V.7, BB', zoom2). Le segment de la marge nord Baléares au nord d'Ibiza ne présente pas clairement de déformations dans les séquences CSM ou post-CSM (Fig V.7, CC').

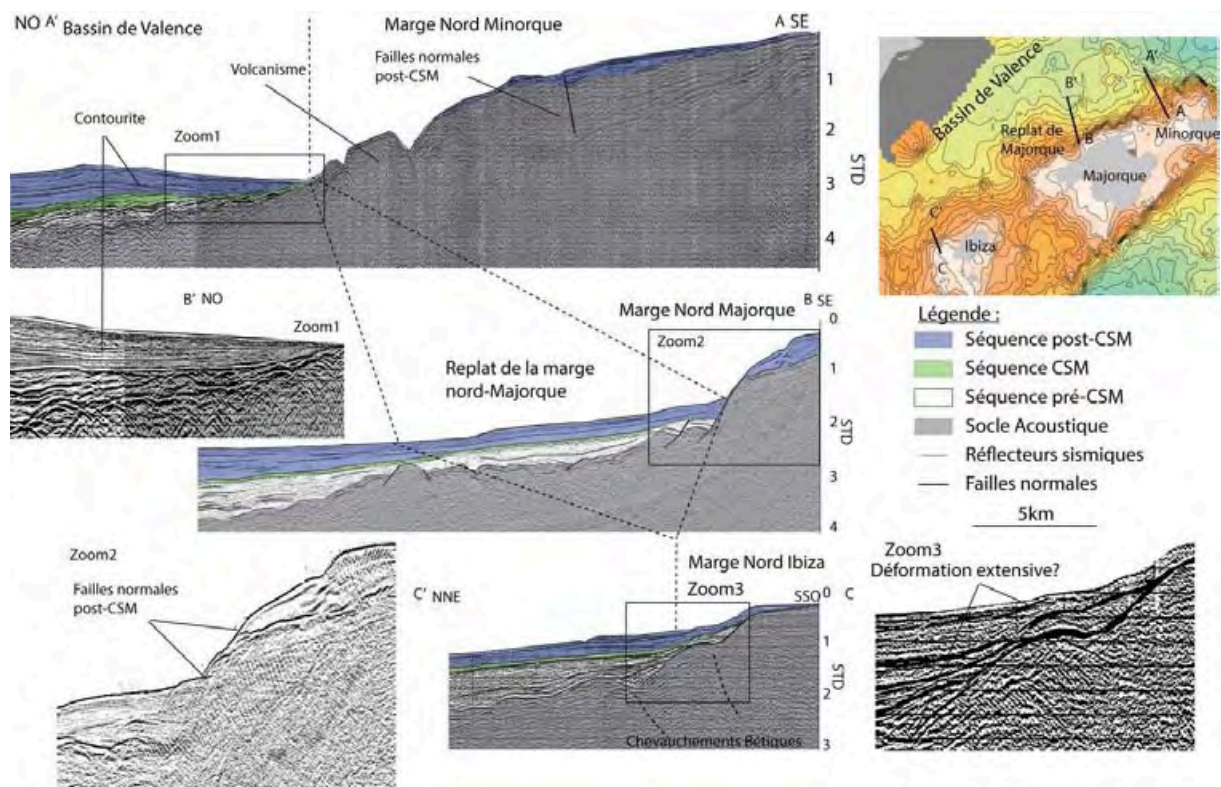


Figure V. 7 : A-A' : Profil Map77-34 à travers la marge nord de Minorque. B-B' : Profil Valsis 818 à travers la marge nord de Majorque ; C-C' : profil Meds77-28 à travers la marge nord Ibiza.

V.3.3. Le Bloc de Majorque

V.3.3.1. La Dépression Centrale de Majorque :

La Dépression Centrale de Majorque est un bassin ovoïde NNE-SSW situé entre Ibiza et Majorque et se prolongeant vers le SO vers le bassin de sud-Formentera. Cette zone a été couverte par la campagne SIMBAD en janvier 2013. Nous disposons donc de données récentes haute résolution et suffisamment denses pour caractériser la dépression et les déformations récentes.

Les dépôts liés à la séquence CSM dans la DCM montrent surtout des variations d'épaisseurs de l'unité salifère, MU (Maillard et al., 2014 ; Driussi et al., 2014 ; Chapitre IV.2 et IV.3). L'épaisseur des dépôts post-CSM est variable (Fig. V.2). Dans la partie sud, les variations sont faibles alors que dans la partie nord proche du chenal de Majorque, il existe de fortes variations en lien avec des horsts de socle acoustique qui limitent la dépression (Fig. V.8 AA'). Le dépocentre principal est situé dans la zone centrale de la dépression en face et dans le prolongement du graben de Palma où sa largeur atteint 80 km environ. Dans cette zone, on observe 1000 m de sédiments en moyenne jusqu'au toit du socle acoustique. Cela se traduit par un épaissement de la séquence post-CSM pouvant atteindre localement 700 à 1000 m (Fig. V.8. BB') alors que son épaisseur moyenne est de 600 m (Fig. V.8. CC' et DD'). Ces variations d'épaisseurs sont renforcés par une flexure localisée dans la partie N de la DCM. L'épaisseur maximale de la séquence Post-MSC correspond aussi à son dépocentre. La partie sud du bassin montre des dépôts relativement plans et peu déformés hormis par le fluage de l'unité salifère (MU, Fig. V.8. BB', CC' et DD').

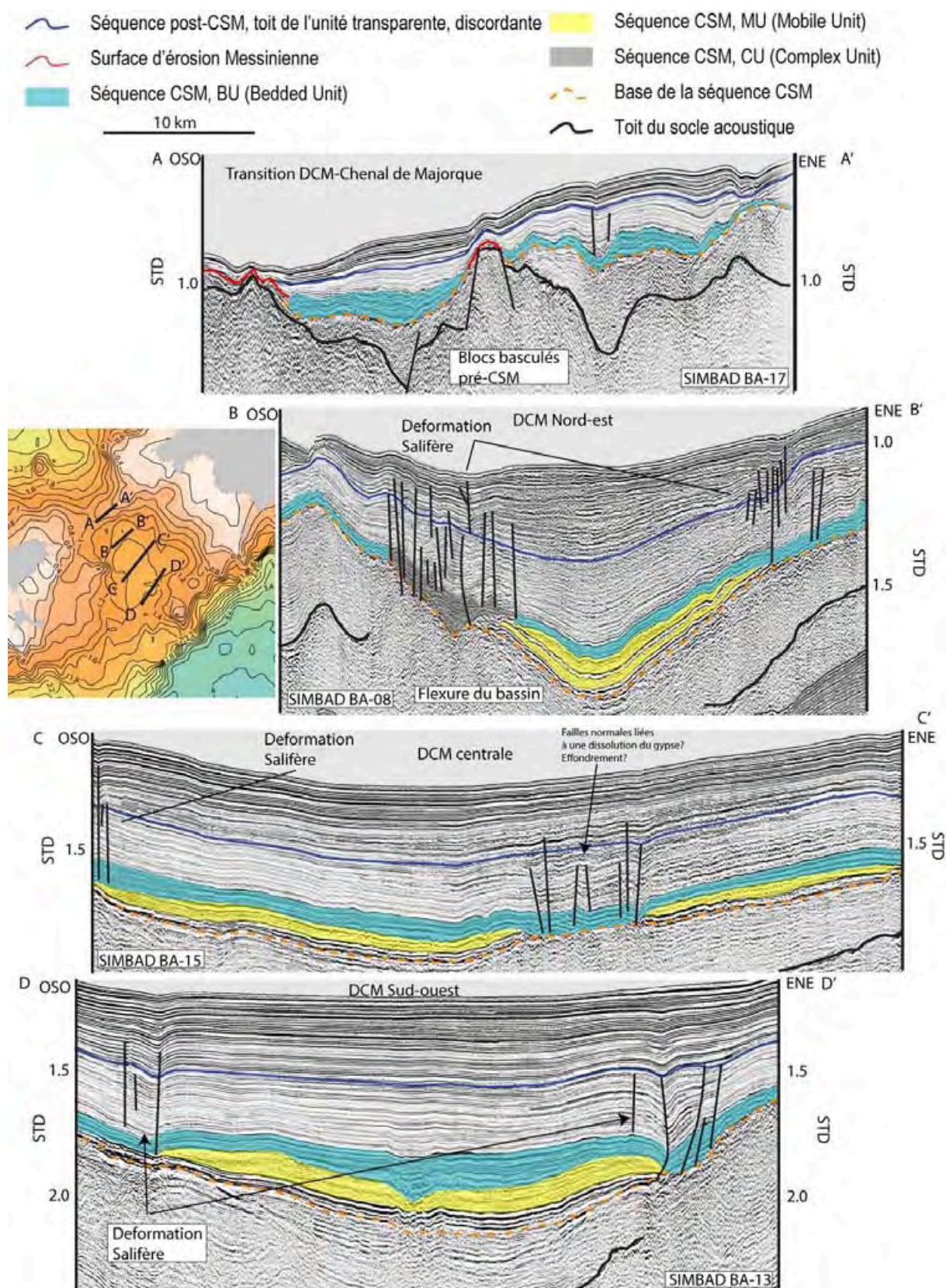


Figure V. 8 : Profils sismiques montrant l'évolution de la morphologie et des dépôts sédimentaires à travers la DCM. AA' : Profil BA17 à l'extrémité N de la DCM. BB' : Profil

BA-08 situé à l'ouest de la baie de Palma. CC4 : Profil BA15 situé dans la partie centrale ; DD' : profil BA-13 situé dans la partie S de la DCM.

Dans la dépression et sur sa bordure, les observations mettent en évidence de nombreuses failles normales à faible rejet (entre 0.05 STD et 0.1STD). Les failles affectent la base de la séquence post-CSM et la partie supérieure de la séquence CSM (les UU dont la nature est cassante) et ont tendance à s'amortir dans la séquence CSM. Ces failles sont la conséquence des mouvements de fluage dans l'unité mobile MU, de la séquence CSM. Dans la partie centrale du bassin où l'on observe l'unité salifère, on observe uniquement des failles liées à la déformation salifère. Il existe quelques décalages dans la bathymétrie qui sont généralement liées aux failles sous-jacentes ou à la compaction différentielle. Les failles se localisent majoritairement sur les bordures de la dépression et du canyon de Palma (Maillard et al. 2014, chapitre IV.3). La grande majorité de ces failles est liée à la tectonique salifère. La couche MU étant ductile, elle va fluer localement vers le centre de la dépression d'où le mouvement de toutes les couches post -MU cassantes. La dépression étant très localisée, fermée et peu étendue, le fluage est limité et les déformations peu importantes comparé à ce que l'on observe à la base des grands escarpements en contact avec la série salifère épaisse du bassin Algérien. Néanmoins, les processus de tectonique salifère restent les mêmes.

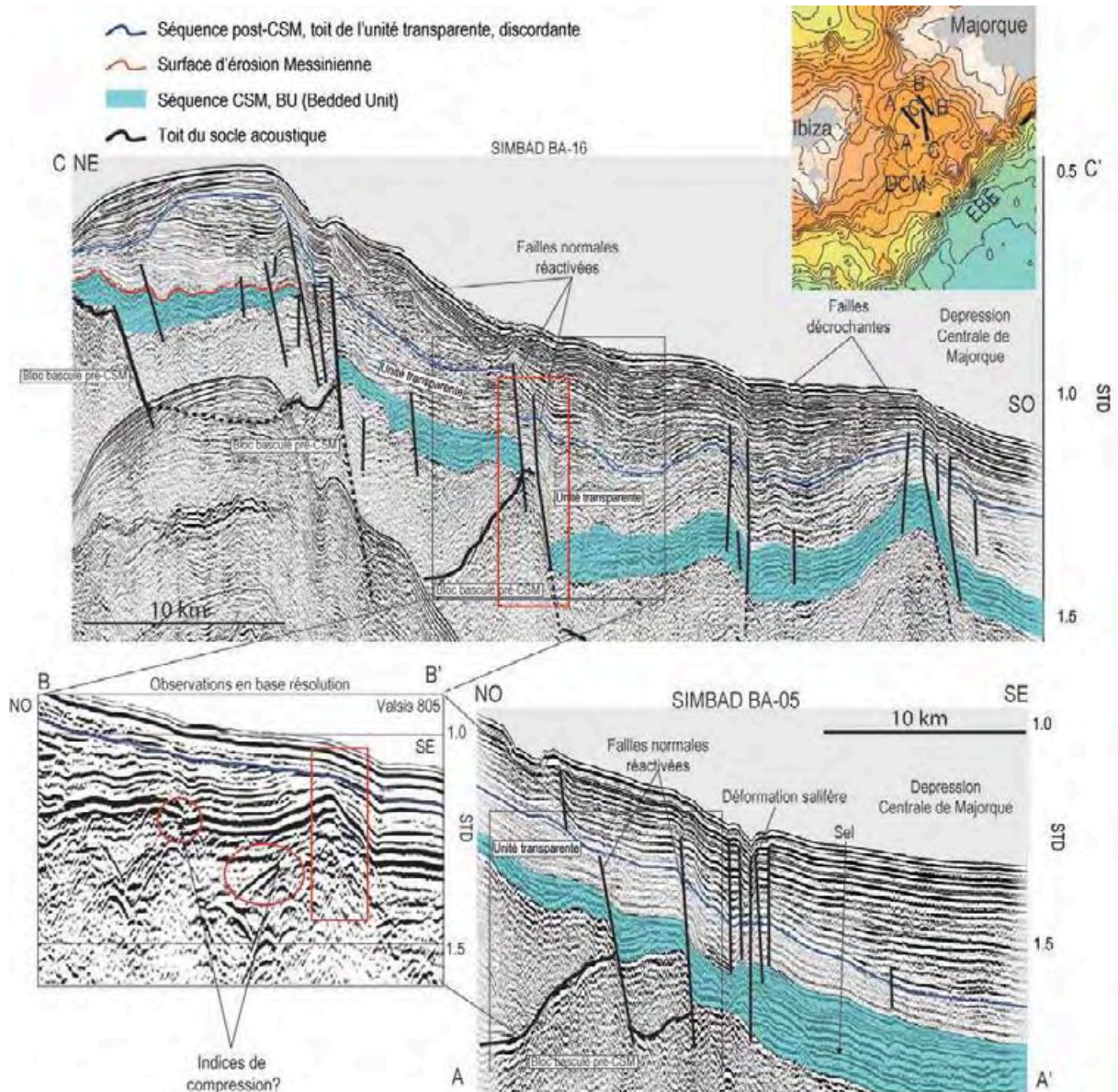


Figure V. 9 : Détail des profils BA05 (AA'), Valsis 805 (BB') et Ba-16 (CC') montrant des signes de déformation décrochantes et ou compressive dans la partie NE de la DCM.

Sur les profils sismiques BA-05, Ba-16 et Valsis805 (Fig. V.9), on observe des décalages importants au niveau du socle acoustique. Les failles associées affectent clairement le Messinien et la séquence post-CSM. Elles s'amortissent dans l'unité supérieure de la séquence post-CSM. Des biseaux et des discordances sont localisés préférentiellement entre l'unité transparente post-CSM et l'unité supérieure post-CSM (*e.g.* Fig. V.9 et Fig. V.10). Les failles sont sub-verticales même en prenant en compte l'exagération verticale de la sismique, et ne montrent pas d'éventails associés mais montrent une unité transparente post-CSM plissée. Sur le profil Valsis 805 (Fig. V.9, BB'), la séquence CSM présente un décalage de

type faille inverse qui est difficile à confirmer en haute résolution (Fig. V.9, AA' et CC'). Toutefois, sur les deux profils HR on observe clairement des failles verticales dont le jeu ne peut pas clairement être établi. Ces failles limitent les blocs basculés de la marge et sont réactivées. Leur fort pendage et l'absence de décalage clair suggèrent qu'elles correspondent à des failles décrochantes. Un jeu décrochant a aussi été montré dans la région par Acosta et al. (2001a). Le jeu décrochant des failles serait actif après le Messinien (séquence CSM) et avant le Pliocène lité (unité supérieure de la séquence post-CSM). Sur les lignes sismiques haute résolution étudiées, quelques indices suggèrent un jeu transpressif, mais d'autres arguments pourraient permettre d'expliquer la formation de la flexure locale de la DCM (Fig. V.8) par un jeu local transtensif (Fig. V.9). En effet, cette flexure est elle aussi créée après l'unité transparente de la séquence post-CSM, comme le montrent la discordance au toit de cette unité et le contact en toplap sur l'unité supérieure (Fig. V.9) et est liée au même épisode. Sur le profil BA14 (Fig. V.10), dans la zone NO, une faille verticale avec un rejet de l'ordre de 0.2 STD provoque un décalage qui est observé du socle jusqu'à l'unité supérieure de la séquence post-CSM (Fig. V.9, zoom 1). Le zoom 2 montre un détail des nombreuses failles de compaction sédimentaire qui affectent la séquence post-CSM dans son ensemble (Fig. V.9, zoom 2). D'autre part, sur le zoom 3 (Fig. V.10) on observe aussi des failles affectant le socle qui provoquent des décalages jusque dans l'unité transparente de la séquence post-CSM mais qui ne propagent pas au-delà

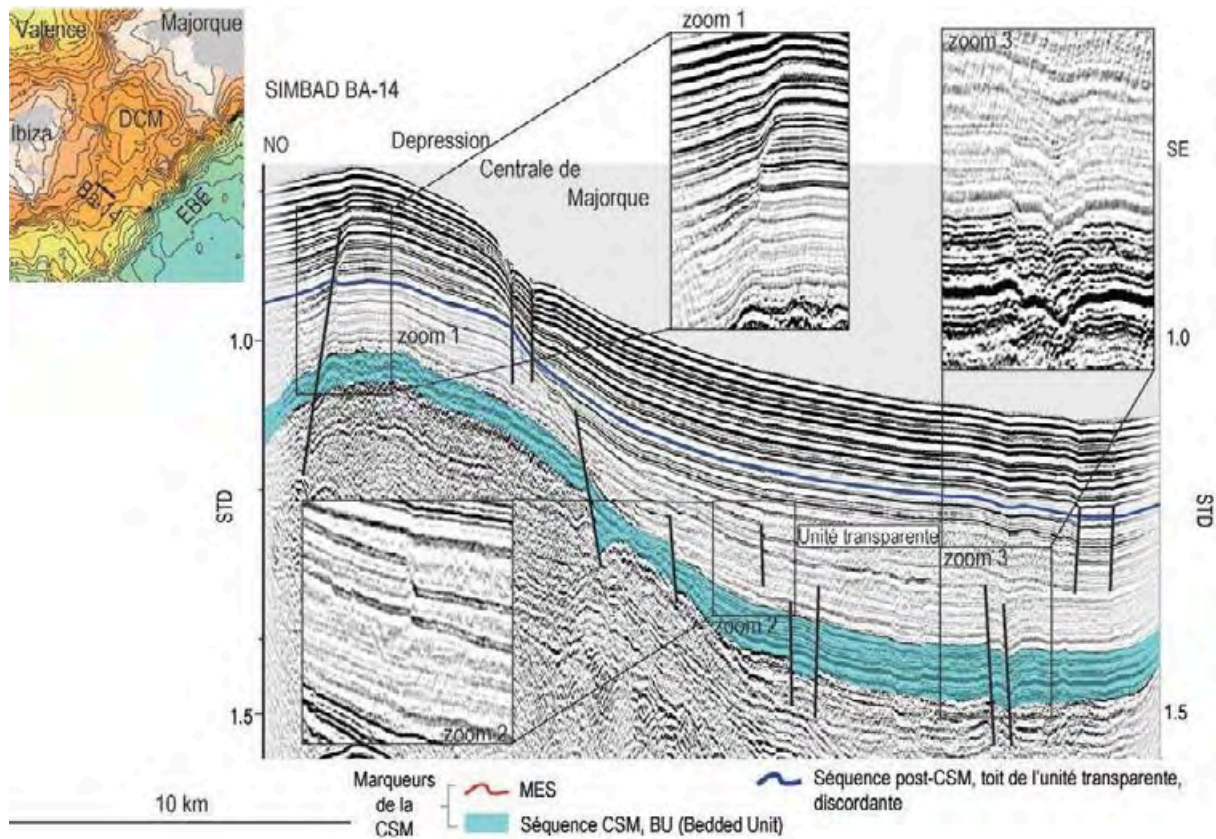


Figure V. 10 : Détail du profil Ba-14 situé à l'extrême SO de la DCM en regard du bassin de Formentera sud.

V.3.3.2. Bassin de Formentera sud et l'escarpement d'Emile Baudot :

La région qui correspond à l'escarpement d'Emile Baudot a une morphologie très raide et les séquences CSM et post-CSM arrivent en onlap en pied de l'escarpement (voir Chapitre III.3). L'unité salifère MU de la séquence CSM est toujours présente en pied d'escarpement. On observe quelques ondulations dans la séquence post-CSM, conséquence du diapirisme sous-jacent. On remarque tout de même que la séquence post-CSM est isopaque et peu déformée dans son ensemble le long de l'escarpement. Dans la partie haute de l'escarpement d'Emile Baudot, l'important champ volcanique récent est l'élément majeur de l'activité récente du promontoire.

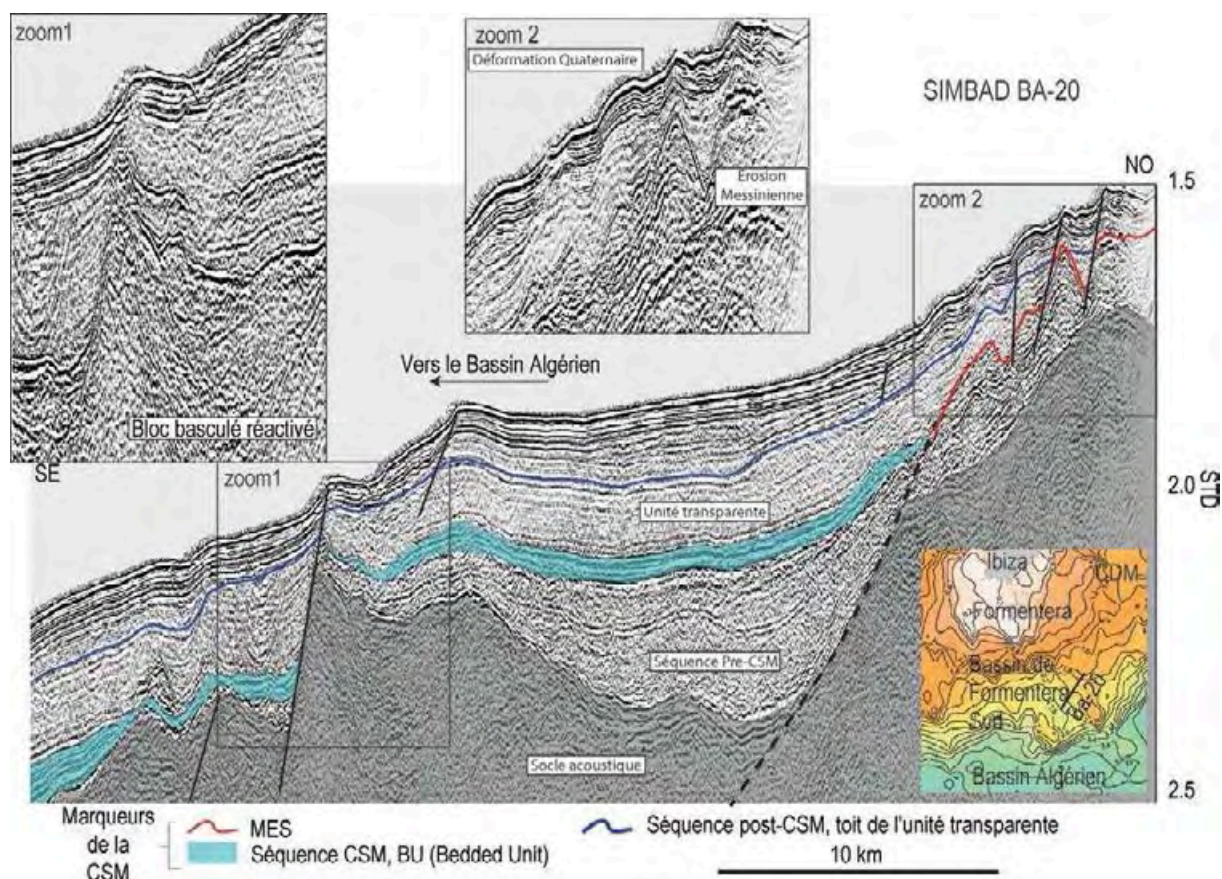


Figure V. 11 : Détail du profil BA-20 situé dans la partie NE du bassin de Formentera sud, à la limite avec la DCM.

Deux profils sismique haute résolution ont été acquis à l'extrémité de l'escarpement d'Emile Baudot dans le but de rechercher une communication entre la DCM et le sud du chenal d'Ibiza et/ou le bassin Algérien. Le bassin dit de Formentera sud situé au sud de l'île du même nom est caractérisé par des dépôts pré-CSM épais, une séquence CSM isopaque parfois salifère (Camerlenghi et al., 2009) mais discontinue et par une séquence post-CSM continue. Dans cette zone, l'unité transparente est beaucoup plus épaisse que l'unité supérieure et montre des épaisissements de l'ordre de 0.2-0.3 STD au voisinage des failles. Elle est là aussi marquée par une discordance à son toit. La morphologie de la zone est marquée par des marches d'escaliers à pendage SO qui sont contrôlées par des failles normales héritées d'anciennes structures extensives (Fig. V. 11, zoom1), montrant un rejeu subactuel par le décalage de la bathymétrie. Au voisinage de ces failles, on observe un épaisissement de l'unité transparente mais pas de l'unité supérieure. Lorsqu'on remonte vers la DCM (Fig. V. 11), on observe un amincissement de toutes les séquences et disparition de l'unité transparente post-CSM lorsqu'on se dirige vers la DCM (Fig. V. 11, zoom2) ce qui est

à nouveau un argument en faveur d'un épisode tectonique important après la CSM, durant le Pliocène inférieur.

V.3.4. La région d'Ibiza et la plateforme d'Alicante :

V.3.4.1. Le chenal d'Ibiza :

C'est le seuil reliant le bassin de Valence au bassin Algérien. La couverture sismique haute résolution est moins dense que dans la DCM (7 profils) mais nous avons pu la croiser avec les campagnes industrielles ou académiques plus anciennes (voir Chapitre II.3)

Les dépôts sédimentaires qu'ils soient liés à la CSM ou post-CSM, sont discontinus dans la région nord du chenal d'Ibiza en raison de la présence de hauts de socle comme le Mont Xabia. Ces dépôts redeviennent continus à la transition avec le bassin de Valence (Fig. V. 7 ; Fig. V. 12). Il y a peu de variations d'épaisseur des deux séquences sauf au niveau des hauts.

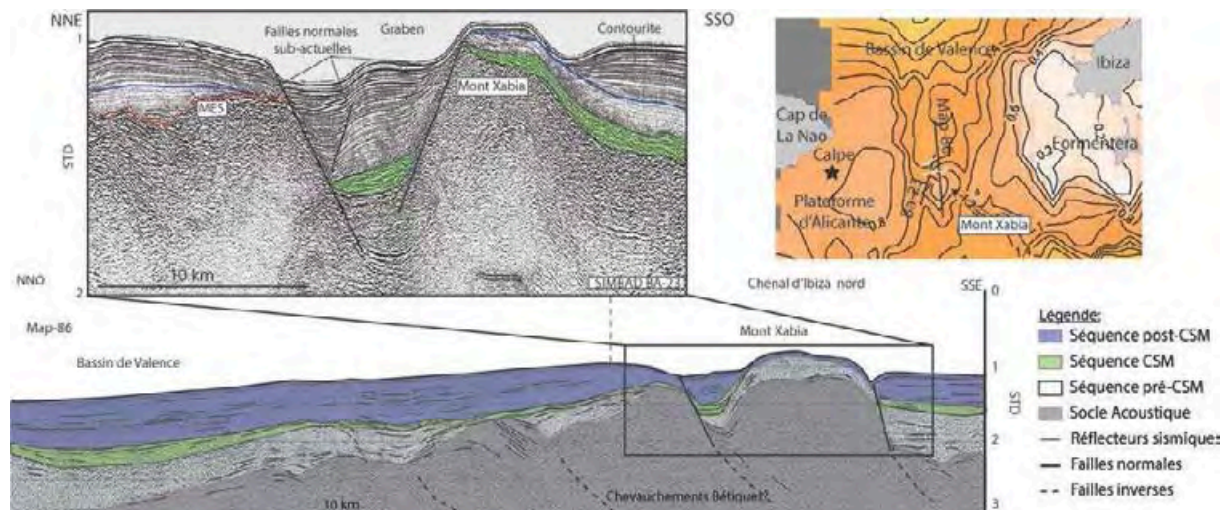


Figure V. 12 : Comparaison du profil Map77-86 avec le profil haute-résolution Ba-23 situé au niveau du Mont Xabia.

Dans la partie nord du chenal, au voisinage du bassin de Valence et du Cap de la Nao, on observe deux types de déformations. Sur la ligne Map86 (Fig. V. 12), on observe une alternance de zones hautes et de grabens qui affectent l'ensemble de la colonne sédimentaire et le socle, certains hauts correspondant à des monts sous-marins comme le Mont Xabia par exemple (Fig. V. 12). Des réflecteurs profonds pentés vers le sud étant interprétés comme des chevauchements bétiques (Chapitre II.2), on peut associer les zones hautes à des plis liés au

rejeux des anciens chevauchements bétiques. La sismique haute résolution (Fig. V. 12, Ba-23) suggère que le décalage du mont Xabia est dû à des failles normales, les dépôts CSM et post-CSM étant clairement basculés vers le SSO. Vers le nord, le mont Xabia est limité par une faille normale à pendage NNE avec un rejet de l'ordre de 0.5 STD, formant un graben étroit (5 km). Ces failles semblent réactiver d'anciennes structures, pouvant effectivement correspondre aux chevauchements visibles sur la sismique basse résolution (Fig. V. 12).

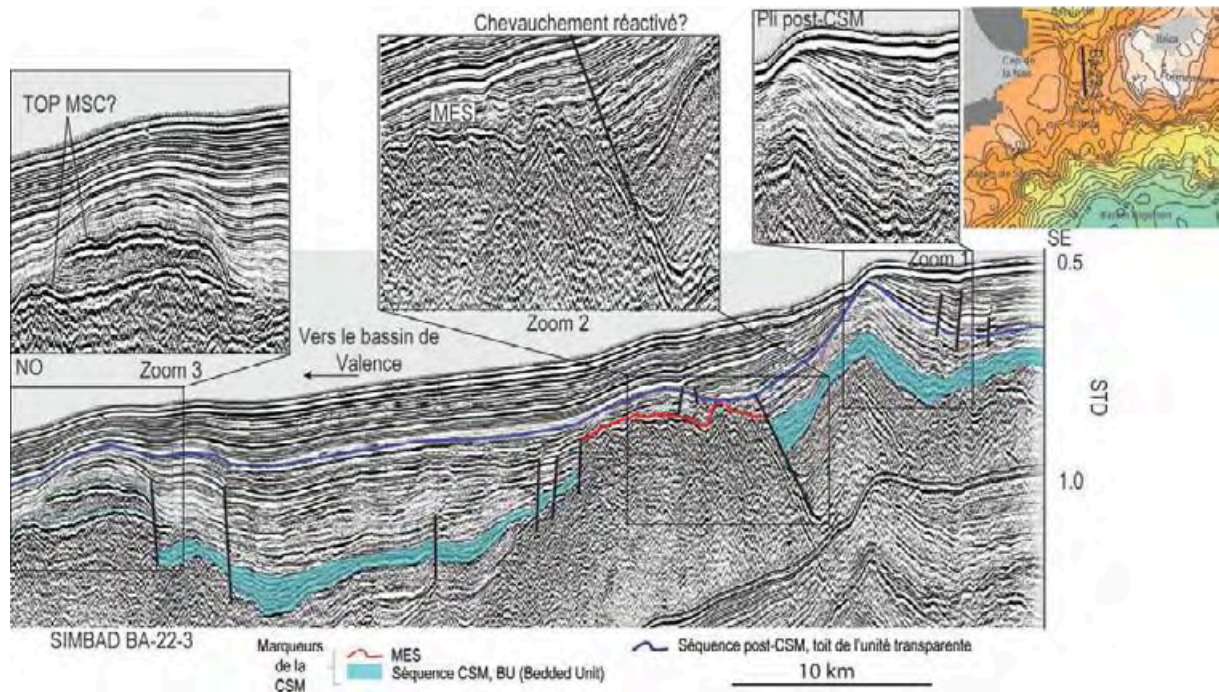


Figure V. 13 : Profil Ba-22-1 situé dans la partie nord du chenal d'Ibiza, à l'est du mont Xabia.

Le second type de déformation dans la partie nord du chenal est similaire à celle observée dans la DCM marquée par : plusieurs familles de failles normales à faible rejet (> 0.05 STD). L'une des familles de failles affecte préférentiellement l'unité transparente de la séquence post-CSM et réactive d'anciennes failles crustales. On observe parfois des décalages sous la séquence CSM (Fig. V. 13, zoom 2 et zoom 3). Sur le profil BA-22, les failles qui affectent l'unité transparente individualisent des petits bassins où l'unité transparente est très épaissie (Fig. V. 13, partie centrale). Ces variations d'épaisseurs impliquent que cette tectonique extensive soit syn-unité transparente, donc potentiellement du Pliocène inférieur. Vers l'extrémité sud du profil (Fig. V. 12, Ba23), il existe de fortes fluctuations dans les épaisseurs des dépôts de la CSM et de l'unité transparente post-CSM. On observe également un pli qui affecte l'unité messinienne et l'unité transparente post-CSM, ainsi que dans la morphologie de

la bathymétrie (Fig. V. 13, zoom 1). Ce « pli » est contrôlé par une faille à pendage apparent SE, localisée là où des chevauchements bétiques sont identifiés sur la sismique plus profonde. Cette faille peut correspondre à d'anciens chevauchements bétiques réactivés, d'où la complexité de la structure observée (Fig. V. 13, zoom 1). L'unité UU est affectée. Les variations d'épaisseur de la série transparente nous montrent que cette activité tectonique est liée à une phase post-CSM, syn- à post- unité transparente. La discordance visible au toit de l'unité transparente montre la fin de l'activité principale, du moins son ralentissement. La chronologie des déformations compressives liées à la réactivation des chevauchements bétiques, et des déformations extensives n'est pas claire d'après les données sismiques. Les deux phases de déformation semblent pourtant avoir des directions similaires, NO-SE.

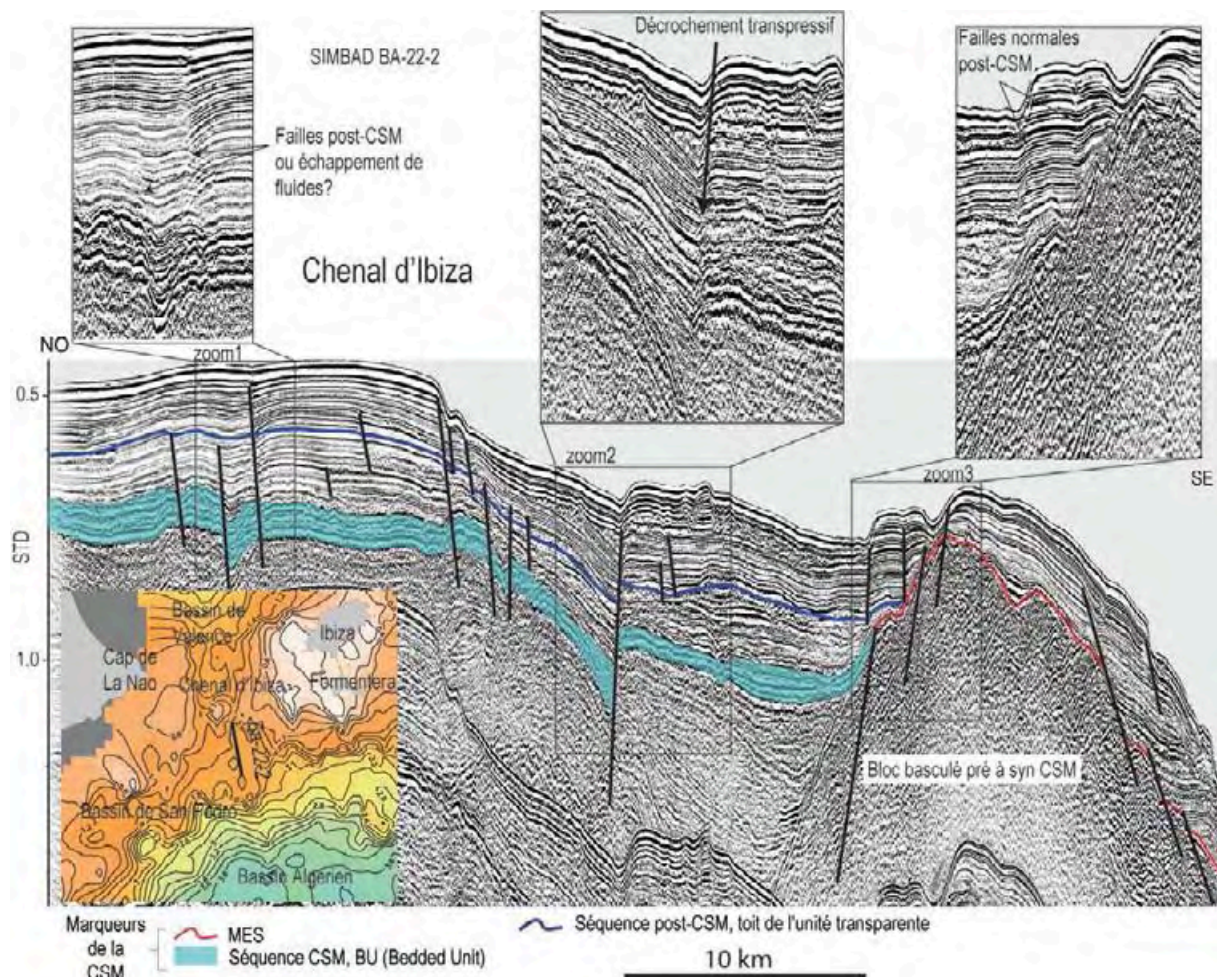


Figure V. 14 : Détail du profil Ba-22-2 située dans la partie centrale du chenal d'Ibiza, à l'ouest de l'île de Formentera.

La partie centrale du chenal d'Ibiza, c'est-à-dire la région située au nord du bassin de San Pedro et au sud du Cap de La Nao, se caractérise par des dépôts sédimentaires plus profonds

que dans la zone nord du chenal. La séquence CSM est isopaque et continue sur l'ensemble du profil BA22-2 (Fig. V. 14) jusqu'au sud (zoom3) où seule la MES est observable au toit d'un relief de socle. L'unité transparente de la séquence post-CSM est observée aux mêmes endroits que les dépôts de la CSM. Elle onlappe le socle au SE du profil à une profondeur de 0.8 STD environ (Fig. V. 14, zoom3). Cette unité n'est pas isopaque et présente des variations d'épaisseur de 0.1 à 0.2 STD. L'unité supérieure de la séquence post-CSM est continue sur l'ensemble du profil. Elle est affectée par des variations d'épaisseurs qui sont équivalentes à celle de l'unité transparente. La bathymétrie de cette zone est caractérisée par des hauts (Fig. V. 14, zoom 1 et zoom 3) et des creux de faible amplitude (Fig. V. 14, zoom2). Cette morphologie est contrôlée par deux familles de failles. Au NO (zooms 1 et 2, Fig. V. 14), on observe des failles crustales qui décalent l'unité transparente post-CSM. La seconde famille de faille affecte l'ensemble de la pile sédimentaire et décale l'unité supérieure post-CSM (Fig. V. 14, zoom3). D'autres failles sub-actuelles affectent l'ensemble de la colonne sédimentaire (Fig. V. 14 zoom1 et 2). Ces failles sub-verticales et associées aux rejets les plus importants (0.1 STD) sont interprétées comme des décrochements transpressif (Fig. V. 14, zoom2). Le mouvement est beaucoup moins clair sur les deux failles (Fig. V. 14, zoom1) qui semblent également décrochantes.

Dans la partie sud du chenal, qui communique avec le bassin Algérien, les dépôts sédimentaires observés en HR sont continus et ne présentent que de faibles variations d'épaisseur (> 0.1 STD). La séquence CSM tend à s'épaissir vers le bassin Algérien où elle drape un substratum très chaotique. Les dépôts de la séquence post-CSM sont aussi continus et tendent à s'épaissir vers le SE.

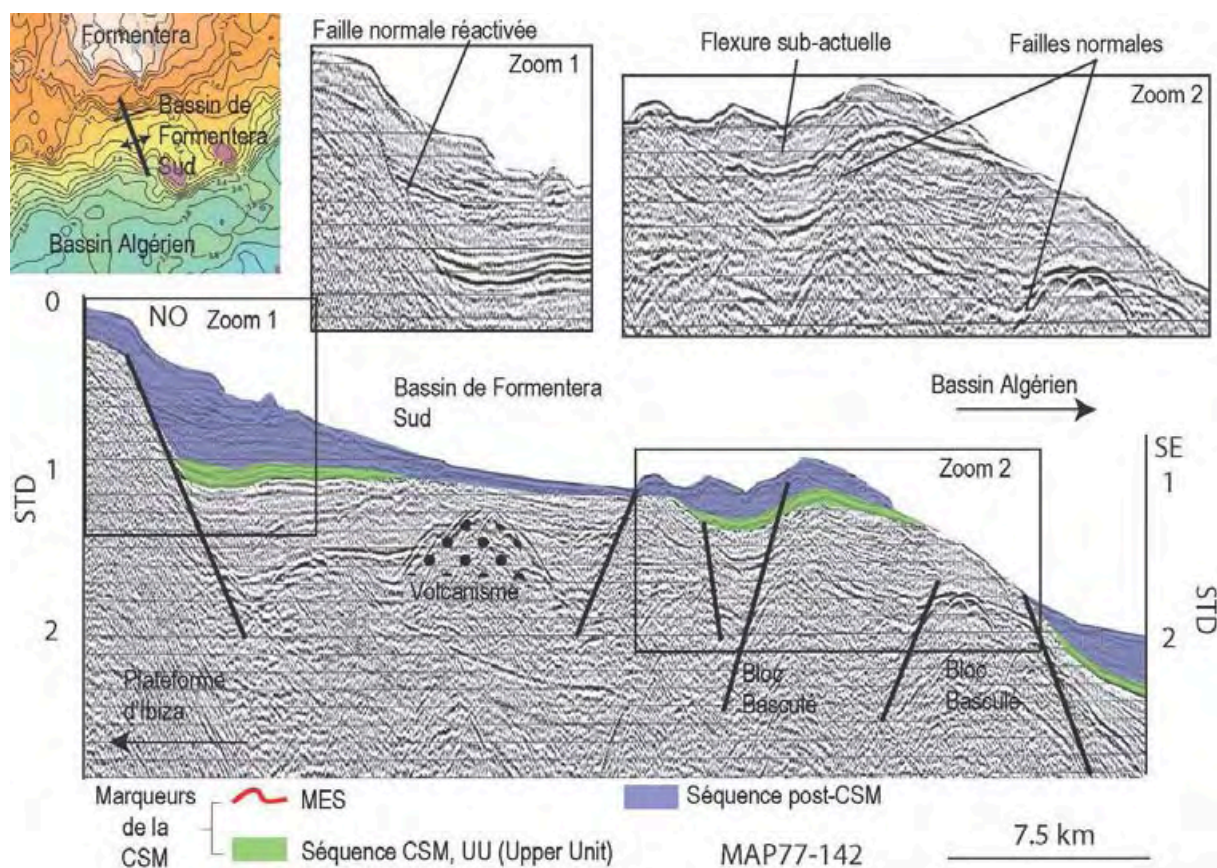


Figure V. 15 : Profil basse résolution Map77-142 situé dans la pente du chenal d'Ibiza menant au bassin Algérien.

La partie la plus au sud du chenal d'Ibiza est caractérisée par un ensemble de blocs basculés dont les failles bordières sont réactivées (chapitre III.3 ou voir Fig. V. 15) durant la CSM et au Plio-Quaternaire. Sur le profil Map142 (Fig. V. 15), on observe une flexure affectant les dépôts des séquences CSM et post-CSM. On observe la même configuration sur le profil Ba22-1 (Fig. V.16, zoom2), où l'on peut observer une morphologie de la bathymétrie en marches d'escaliers qui descendent vers le bassin Algérien, reflétant les marches d'escaliers visibles dans le socle acoustique. Ces blocs allongés selon la direction générale du Promontoire sont contrôlés par des failles normales (0.2 à 0.5 STD de rejet) à pendage SE à SSE ou NO à ONO (Fig. V. 15, zoom1). Les éventails sédimentaires liés au fonctionnement de ces failles montrent une activité anté-crise de salinité Messinienne (Fig. V. 15, zoom1) puis, la encore, une réactivation pendant et après la crise de salinité Messinienne (Fig. V. 15, zoom 2). A l'extrémité du bassin de Formentera sud, on observe une déformation qui affecte l'ensemble de la colonne sédimentaire mais sans épaissement, au contraire de la faille située au NO du profil (zoom1). Le profil Map-142 (Fig. V. 15) montre cette déformation liée

à nouveau à une faille normale qui décale clairement les séquences CSM et post-CSM dessinant des blocs basculés récemment. Une petite flexure (Fig. V. 16, zoom1) est observable au SE et affecte l'ensemble des séquences (CSM et post-CSM). On n'observe des onlaps de la séquence CSM et de la base de l'unité transparente post-CSM que sur le bord SE de la structure qui est contrôlé par une faille. Ces observations semblent en faveur d'un rejeu en décrochement d'anciennes failles normales. Plusieurs failles avec des rejets inférieurs à 0.05 STD contrôlent la morphologie de la région. Sur les deux zooms (Fig. V. 16, zoom1 et zoom2) on observe clairement de petites failles, héritées de failles plus anciennes qui rejouent et provoque des décalages jusque dans la bathymétrie.

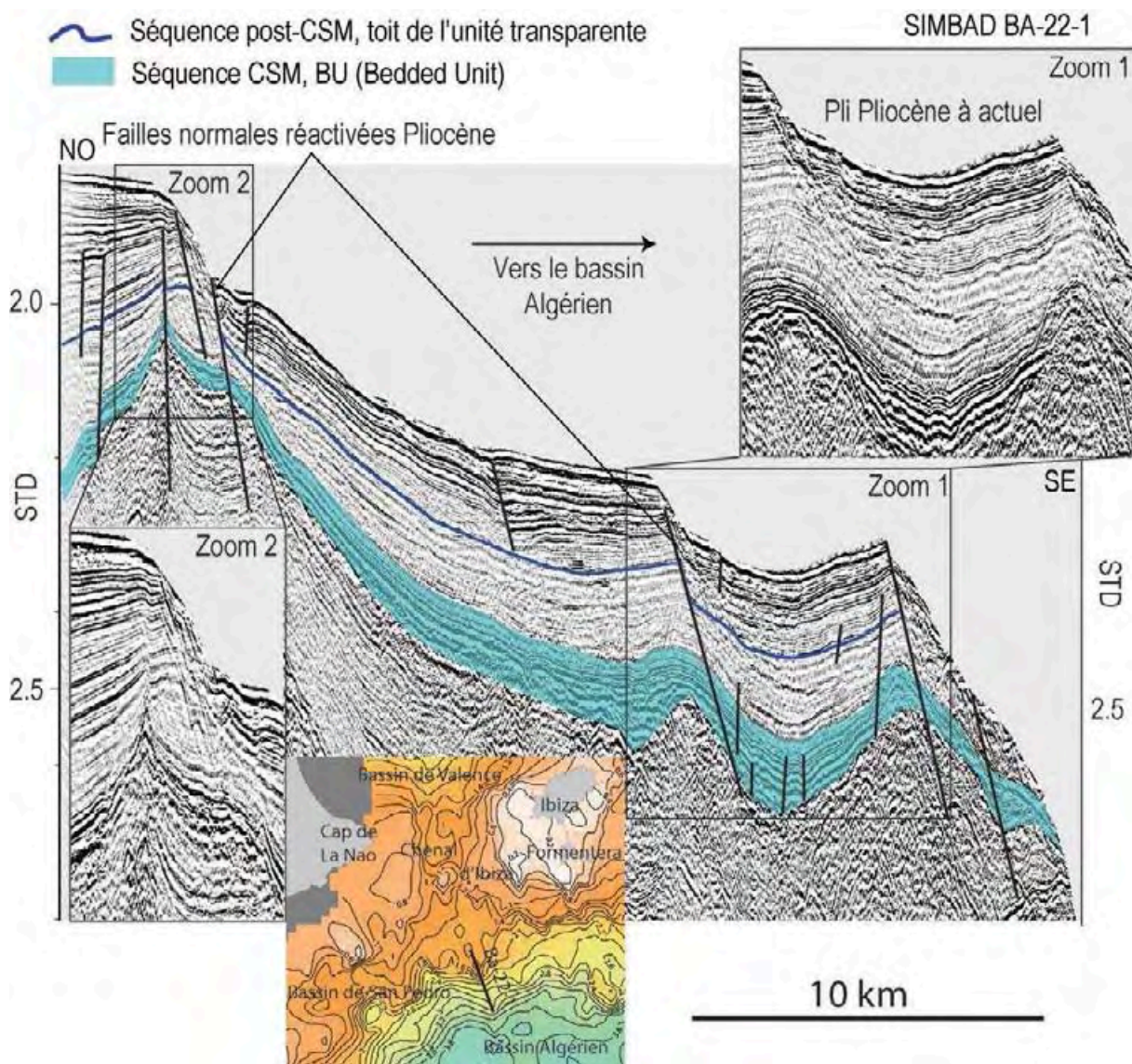


Figure V. 16 : Détail du profil Ba-22-3 situé à l'extrémité du chenal d'Ibiza, dans la pente menant au bassin Algérien.

V.3.4.2. La plateforme d'Alicante :

L'escarpement de Mazarron est caractérisé par une morphologie très raide et par une configuration proche de celle d'Emile Baudot (voir Chapitre III.3). La présence de l'unité salifère (MU) de la séquence post-CSM au pied de l'escarpement ne permet pas de réaliser des observations de déformations récentes (autre que salifères) en sismique réflexion (Fig. V. 17). L'escarpement en lui-même est raide donc diffractant en sismique réflexion, mais il semble inclure plusieurs failles normales ENE-OSO, dont certaines à faible rejet (0.1 STD, Fig. V. 17) et à pendage SSE.

L'escarpement de Mazarron limite au sud la plateforme d'Alicante qui est caractérisée par plusieurs bassins (*e.g.* San Pedro, voir chapitre I.5). Les études antérieures basées sur de nombreux profils basse résolution dans l'ouest de la plateforme mettent en évidence une structure en hauts (Cogedor, Tabarca) séparant des bassins dont le remplissage est d'âge miocène terminal à pliocène. Au niveaux des hauts, les observations sismiques montrent une quasi absence de sédimentation associée à une très forte érosion. Ces hauts sont interprétés comme des anticlinaux en cours de formation (Alfaro et al., 2009, 2012 ; Maillard et Mauffret, 2013). Le bassin de San Pedro est flexuré à grande échelle selon un axe a ENE-OSO, parallèle aux axes des anticlinaux identifiés dans la région (Tabarca, Cogedor; Alfaro et al., 2012; Maillard et Mauffret, 2013), eux-mêmes parallèles à l'escarpement de Mazarron. Des petits décalages dans la bathymétrie ainsi qu'un rejeu des failles (Fig. V. 17, zoom 1) suggèrent l'inversion du bassin. De nombreux forages industriels existent sur la plateforme et ont été croisés avec nos données pour la profondeur de la base de la série post-CSM. Les forages Calpe et Muchamiel, ont été en particulier corrélés avec les profils HR acquis dans la région (Calpe sur Ba26, Fig. V.18) et ont permis de préciser des âges à l'aide d'association faunistique dans les séquences CSM et dans l'unité transparente de la séquence post-CSM (*Globorotalia margaritae* (5.08 Ma) et *G. puncticulata* (4.52 Ma) (Ochoa et al., 2014).

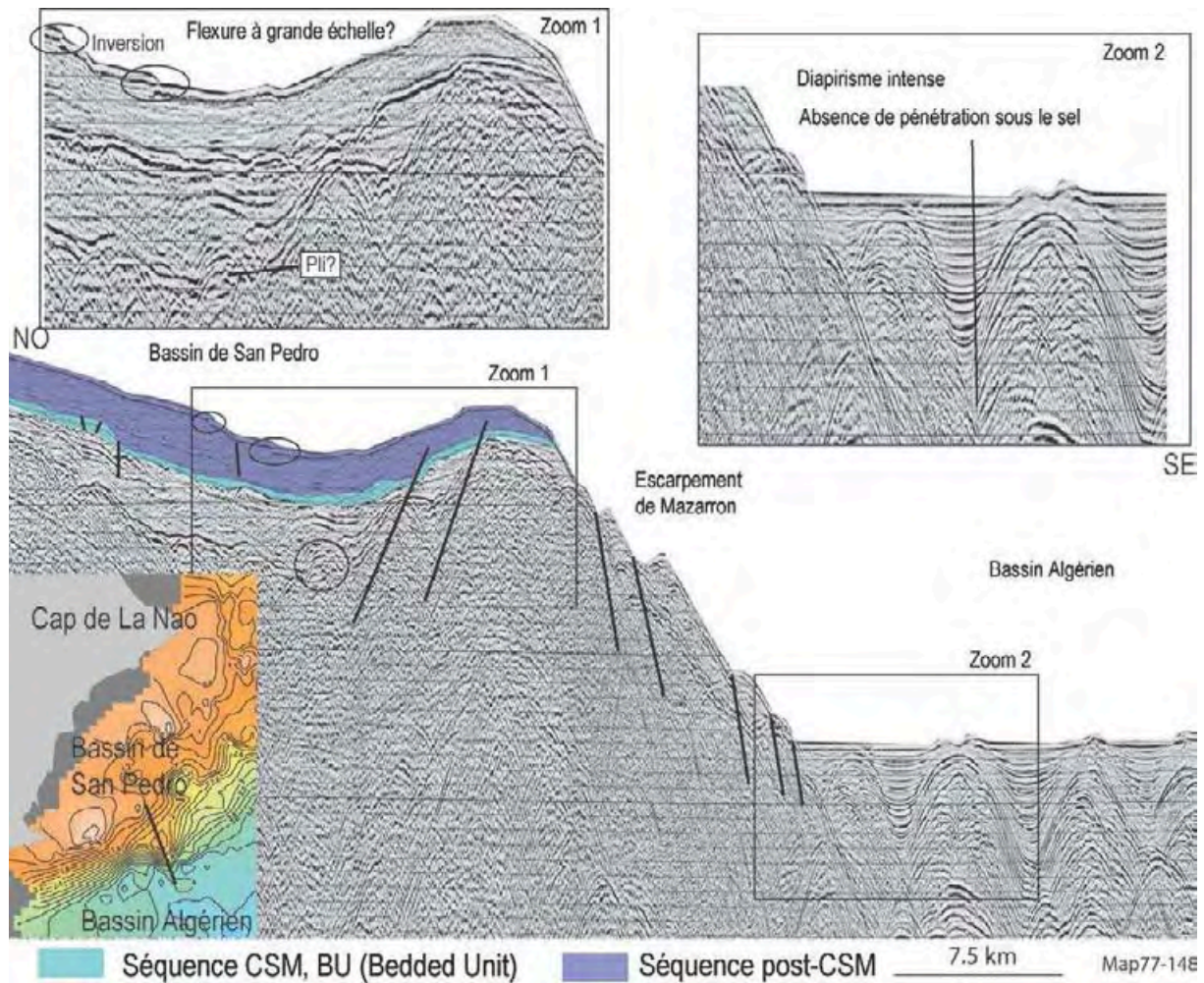


Figure V. 17 : Profil basse résolution Map77-148 traversant l'escarpement de Mazarron et le bassin de San Pedro sur la plateforme d'Alicante.

Le profil Ba26 est situé à l'extrémité sud de la plateforme continentale au sud du cap de La Nao (Fig. V. 18). Les nombreux multiples liés à la faible profondeur d'eau empêchent de visualiser les unités sismiques. Toutefois, on arrive à distinguer la séquence CSM grâce à sa forte impédance. Elle est continue sur la plateforme, et montre quelques décalages dus à la présence de failles normales (Fig. V. 18, zoom 1). Au niveau du milieu de la pente (Fig. V. 18, zoom 2), la séquence CSM change de faciès latéralement et devient chaotique puis passe à une surface d'érosion sur un haut de socle. Elle s'épaissit à l'extrémité sud du profil (zoom 1). L'unité transparente de la séquence post-CSM est discontinue et montre de nombreuses fluctuations d'épaisseur. Cette unité est fortement amincie voir absente au niveau des hauts de socle (Fig. V. 18, zoom2 et Fig. V. 19, zoom1) et s'épaissit dans les creux (Fig. V. 18, NO du zoom1 et Fig. V. 19, zoom2). L'unité supérieure de la séquence post-CSM est continue et ne présente que de rares variations d'épaisseurs liées à des structures tectoniques. Elle est

beaucoup plus épaisse que l'unité transparente et tend à s'épaissir vers la plateforme (Fig. V. 18, NO) ou vers le bassin de Valence (Fig. V. 15). Dans cette zone de la plateforme d'Alicante, il existe deux familles de failles. Sur le profil Ba26 (Fig. V. 18), on observe que les failles d'origine tectonique affectent le socle et déforment l'ensemble des sédiments. Elles s'amortissent dans l'unité supérieure de la séquence post-CSM mais les épaisissements associées sont observés en majorité dans l'unité transparente post-CSM (Fig. V.18). Les rejets sont faibles et souvent de l'ordre de 0.01 STD. On n'observe pas de faille s'amortissant dans l'unité transparente (Fig. V. 18). Nous observons une faille verticale qui déforme l'ensemble de la série sédimentaire sans décalage apparent dans la partie centrale du profil Ba-26. Nous interprétons cette faille comme un décrochement sub-actuelle dont le jeu horizontal n'est pas connu (Fig. V.18, Zoom 2).

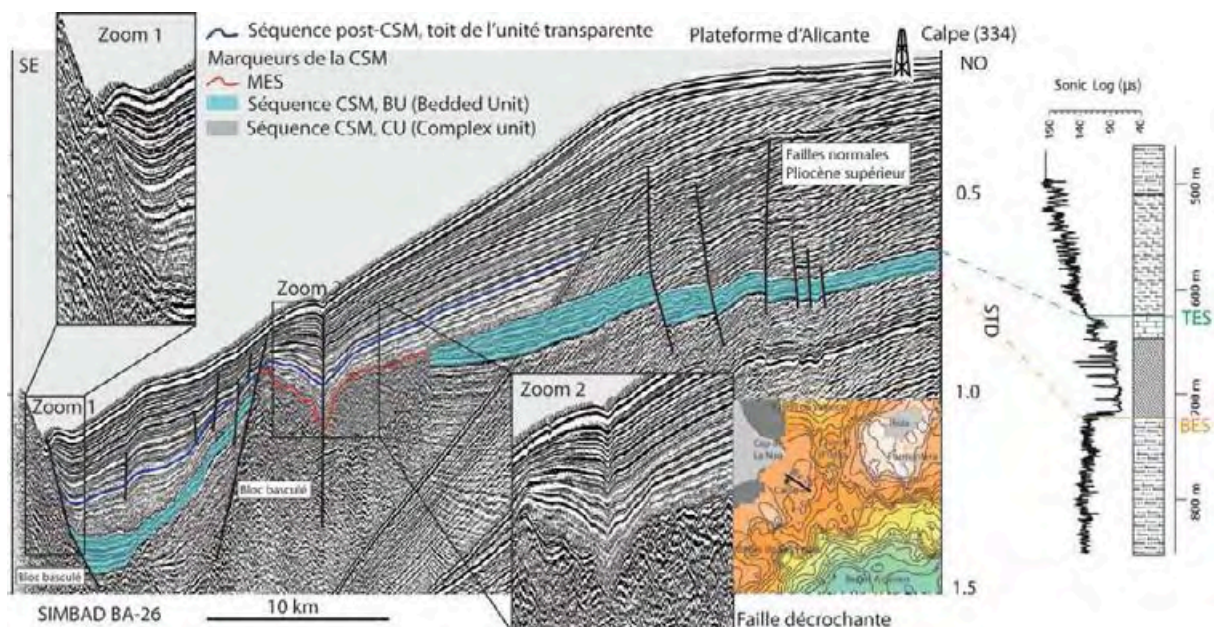


Figure V. 18 : Profil Ba-26 situé sur la plateforme d'Alicante au niveau du forage Calpe-1.

Des pockmarks sont visibles sur la sismique HR Simbad, localisés sur des conduits qui sont probablement des failles car situées à la limite de blocs de socle (Fig. V. 19, zoom1). Ces pockmarks actuels confirment l'hypothèse de l'activité actuelle. Il est à noter que des pockmarks fossiles sont repérés à la limite entre le faciès transparent et lité du Plio-Quaternaire. (Fig. V. 19)

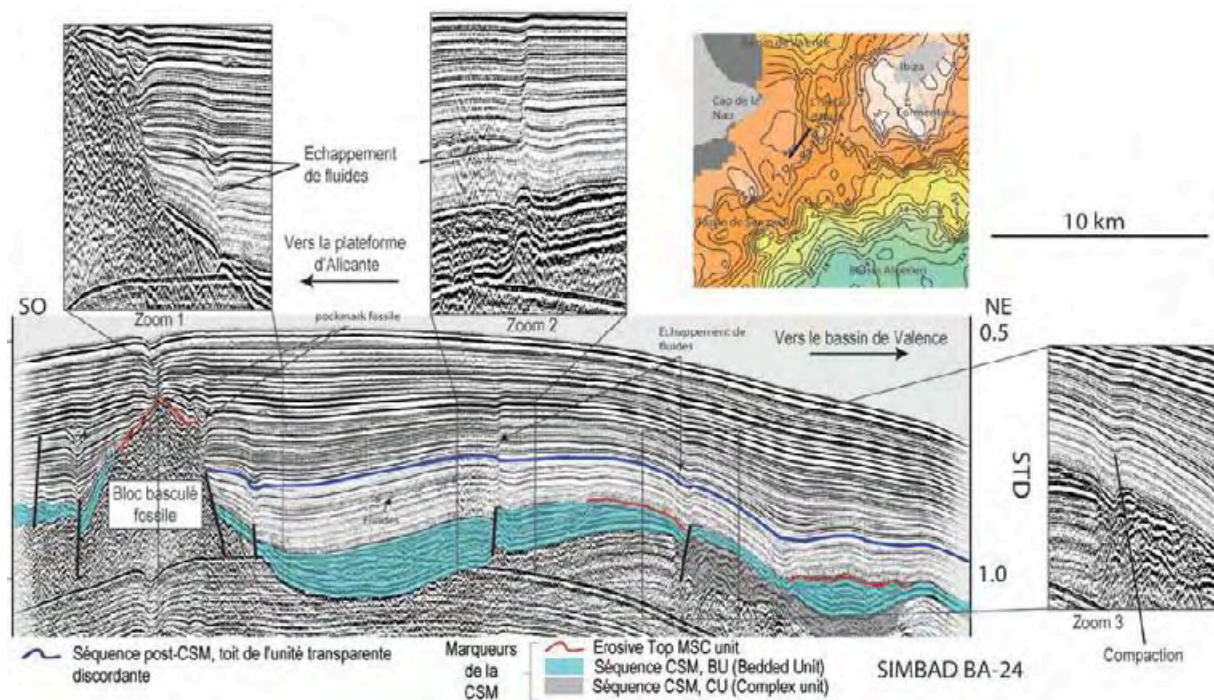


Figure V. 19 : Profil Ba-24 situé à l'extrémité E de la plateforme d'Alicante, à l'est du Cap de La Nao.

V.4. Synthèse des déformations récentes affectant le promontoire Baléares :

V.4.1. Plusieurs phases :

Les observations sismiques au niveau des 3 blocs du promontoire mettent en évidence 4 types de déformation et donc plusieurs phases tectoniques différentes durant la période Pliocène (5.33-1.8 Ma) et/ou Pléistocène (1.8-0 Ma)

- Le premier type, **P1** : elle est caractérisée par des failles normales qui décalent jusqu'à l'unité transparente post-CSM. Cette phase est caractérisée par deux familles de failles majeures, l'une NE-SO dans l'allongement du promontoire ; la seconde NO-SE qui correspond aux directions des grandes failles de transfert qui séparent les blocs (Maillard et al., 1992 ; Driussi et al., 2014a). Elle est bien marquée dans les blocs d'Ibiza et de Majorque. Elle est d'une amplitude moyenne avec des rejets variant entre 20 et 60 m. Son âge relatif est compris entre 4.3 et 3.6 Ma (Ochoa et al., 2014).

- La second type, **P2**, se caractérise par des failles normales qui affectent l'ensemble de la colonne sédimentaire et décalent localement la bathymétrie. La majorité des failles qui définissent cette phase est orientée NE-SO. Cette déformation est distribuée sur l'ensemble du promontoire Baléares et représente la majorité des déformations observées. Les décalages mesurés sont importants et varient entre 50 à 200 m. Cette phase de déformation est datée entre 3.6 et la période subactuelle.
- Le troisième type, **P3**, correspond aux failles décrochantes qui sont observées dans le bloc Majorque et dans le sud du bloc d'Ibiza (plateforme d'Alicante). Leur orientation est NE-SO. Ces failles affectent l'ensemble de la colonne sédimentaire jusqu'à la bathymétrie. Elles sont rares et se localisent entre Majorque et le centre de la DCM ainsi que dans la zone la plus au sud de la plateforme d'Alicante. Leur âge relatif est sensiblement le même que celle du type **P2**, entre 3.6 Ma et la période sub-actuelle. Cette phase s'exprime aussi bien à terre, à Majorque où des accidents décrochants sont connus dans la zone centrale du graben de Palma (Mas, comm. pers.).
- Le quatrième type, **P4**, qui correspond aux anticlinaux de la plateforme d'Alicante observé par Maillard et Mauffret (2013) ou Acosta et al. (2013 en mer. A terre, Alfaro et al. (2012) montrent aussi des indices de déformation compressive à transpressive actuelle.

La chronologie de ces différents types de déformation reste relative en l'absence de datations précises de la séquence post-CSM. Si le **P1** est le plus ancien et donc correspond à une première phase d'extension dont la direction principale est difficile à déterminer. On observe tout de même une direction NE-SO et une seconde NO-SE. Le **P2** et le **P3** sont potentiellement synchrones et correspondent à une deuxième phase d'extension NO-SE qui explique la formation des décrochements par le raccourcissement NE-SO qu'elle implique. Le lien entre les deux phases d'extension, et celui entre ces phases et la phase d'extension post-bétiques (chapitre III.2), qui affecte le promontoire dès le Serravalien sont difficiles à établir. Sur les profils basse résolution, la phase post-bétiques réactive d'anciens blocs basculés ou chevauchements et provoque des décalages parfois jusqu'à la bathymétrie (Fig. V.12). En haute-résolution, il est impossible de déterminer si ces failles ont rejoué ou si la phase post-bétiques correspond au **P1** ou au **P2** en raison du manque de pénétration des profils sismiques. Les observations de décalages différentiels dans les séquences CSM et post-CSM sont un argument en faveur du rejeu des failles entre les phases post-bétiques, **P1** et **P2** (Fig. V.20).

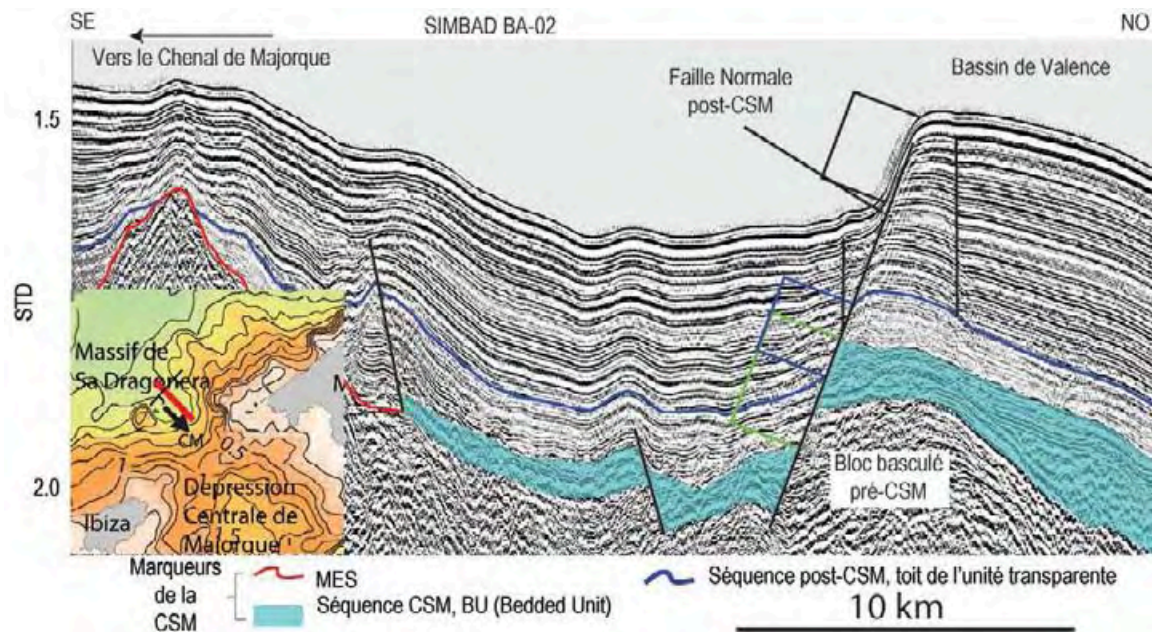
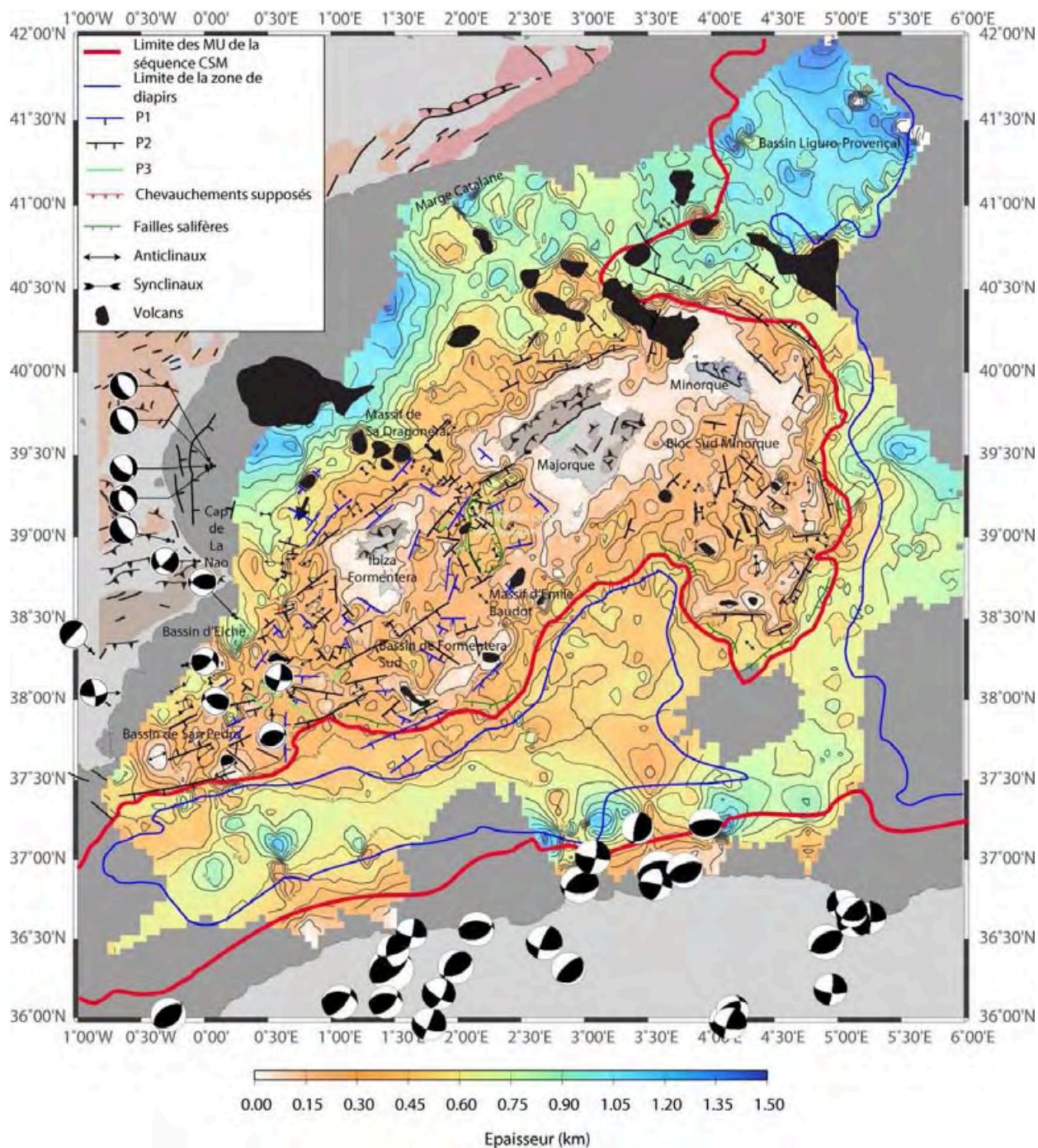


Figure V. 20 : Détail du profil sismique haute résolution BA-02 montrant des rejets différentiels entre les séquences CSM (marqué en vert) et les unités de la séquence post-CSM (en bleu pour l'unité transparente ; et en noir pour l'unité supérieure).

V.4.2. Distribution de la déformation :



Nous présentons la distribution de la déformation par blocs géographiques pour caractériser quel type de déformation (**P1**, **P2**, **P3** ou **P4**) affecte le plus chaque région, afin de mettre en évidence des variations latérales plus ou moins continues d'est en ouest..

V.4.2.1 Le bloc sud Minorque :

Le bloc sud-Minorque est caractérisé par un ensemble de grandes zones hautes allongées selon des directions NE-SO ou NO-SE et de petits bassins. Les observations sismiques montrent qu'il existe de nombreux décalages dans les séquences CSM et post-CSM, correspondant à une bascule subactuelle de ces séries et du soubassement sous-jacent, sans épaississement. La bascule se fait selon des directions NO-SE ou NE-SO. On observe aussi quelques flexures synclinales très locales sur le BSM, qui sont syn-CSM à syn-unité transparente (Fig V.6). L'existence de failles normales actuelles n'est pas clairement établie en l'absence d'éventail des séries sédimentaires. On peut proposer qu'un uplift généralisé du BSM soit accompagnée d'une réactivation d'anciennes failles.

L'origine de cette déformation n'est pas clairement établie mais le basculement des sédiments post-CSM et actuels, montre que cet uplift est très récent et probablement actif à l'heure actuelle. Il existe quelques anomalies magnétiques importantes (voir carte magnétique dans chapitre II.4 et/ou chapitre III.2 et III.3) au niveau du BSM, qui d'après la morphologie des reliefs associés, suggèrent une intense activité volcanique. En l'absence de datation de ces volcans, nous nous appuyons sur le fait qu'ils affectent les sédiments post-CSM et la bathymétrie (Fig. V.4) pour supposer qu'ils sont post-CSM à subactuels. L'hypothèse d'une intense activité volcanique dans le BSM avait été proposée par Luongo et al. (1991) et Carracedo et al. (1994) et pourrait servir à expliquer en partie les mouvements verticaux observés par un bombement. Toutefois, le bloc ne présente aucune sismicité (Fig. V.1) et en l'absence de déformation connue dans la ride d'Hannibal, aucune zone de transfert n'est connue dans la région. L'origine de la déformation dans ce bloc reste problématique.

V.4.2.2. Le bloc de Majorque :

La déformation crustale post-CSM se localise sur la bordure est de la DCM où l'existence de failles décrochantes est confirmée en sismique haute-résolution, par la bathymétrie haute résolution (Acosta et al., 2001a, 2001b) et par le terrain dans l'île de Majorque (Mas, Com. Pers.)

Le bloc de Majorque est marqué par des indices tectoniques décrochants NE-SO dont la composante verticale n'est pas établie en sismique réflexion et qui correspondent à la **P3**. Toutefois, il convient de remarquer que ces décrochements s'amortissent dans la partie basale de l'unité supérieure post-CSM. Ils sont potentiellement plus anciens que ceux observés dans le chenal d'Ibiza ou la plateforme d'Alicante. Ils sont limités dans l'espace à la région NE du bloc (région de Palma). De très rares failles associées à la **P1** ou à la **P2** sont observées plus au sud à la limite entre la DCM et le bassin de Formentera (Fig. V. 20) mais la déformation qui affecte ce bloc reste limitée et faible. La sismicité quasi-nulle observée au niveau de Majorque ou de la DCM semble le confirmer (Fig. V.1).

Acosta et al. (2001a) montrent un jeu dextre pour ces décrochements. Le jeu décrochant des failles peut s'expliquer par un raccourcissement s'appliquant sur d'anciennes structures, par exemple des failles synchrones à la mise en place du graben de Palma. De plus, l'existence de la flexure locale (Fig. V. 8) dans la DCM est un argument en faveur d'un mouvement transpressif. Ce raccourcissement peut-être en rapport avec la phase **P2** plus à l'ouest dans la région d'Ibiza. En effet l'extension qui contrôle la **P2** est NO-SE et peut donc impliquer un raccourcissement selon une direction NE-SO. Le fait que les phases **P2** et **P3** soient synchrones est un argument de plus en faveur de cette hypothèse.

V.4.2.3. Le bloc Ibiza :

Le bloc d'Ibiza est celui qui enregistre le plus de déformation dans le promontoire Baléares. La grande majorité des failles post-CSM y est localisée (Fig. V. 21). Dans la partie nord du chenal, la majorité de la déformation est caractérisée par des failles normales NO-SE liées au type **P2** qui délimitent localement de grands blocs (*e. g.* Mont Xabia) ce qui est cohérent avec les observations réalisées par Acosta et al. (2002) et Lastras et al. (2009). Dans la partie sud du chenal, la phase **P2** modèle la morphologie est du chenal et représente un jeu des failles limitant les marches d'escaliers. De nombreux indices de compression sont aussi observés vers la plateforme d'Alicante (SO du chenal) où des failles décrochantes (**P3**) sont décrites ainsi que des anticlinaux (Tabarca ou Cogedor, Alfaro et al., 2012 ; Maillard et Mauffret, 2013). Les mécanismes au foyer confirment cette dichotomie de la déformation (Fig.V.21). Au nord du cap de La Nao et dans le bassin de Valence, on observe des séismes plutôt en extension tandis qu'au sud du cap, les séismes sont décrochants, voire compressifs sur la partie nord de la plateforme d'Alicante.

L'extension observée dans la partie nord du bloc d'Ibiza est NO-SE est probablement liée à la phase post-bétiques mais son origine reste difficile à déterminer. On ne peut pas clairement différencier la phase post-Bétique des phases extensives **P1** ou **P2** (Fig. V. 12). La compression qui affecte le sud du bloc peut-être relié à la terminaison des différents grands décrochements bétiques (Alfaro et al., 2008, 2012) qui sont caractérisé par des séismes en transpression (Fig. V. 20, mécanismes au foyer). La terminaison de ces différents accidents est localisée au niveau de la plateforme d'Alicante ce qui peut expliquer la présence d'anticlinaux et de décrochements transpressifs dans cette région. Dans ce bloc, les phases extensive (NO-SE) et compressive (NE-SO) ont des orientations qui sont orthogonales et sont sensiblement synchrones dans le temps.

V.5. Résumé :

L'interprétation conjointe des profils basse résolution et des profils Simbad haute résolution présents dans notre zone d'étude nous a permis d'appréhender la nature de la déformation qui affecte le promontoire notamment grâce aux marqueurs messiniens. Les observations sismiques mettent en évidence 3 zones de déformations qui correspondent aux 3 blocs constitutifs du promontoire : (1) le bloc sud Minorque qui présente une déformation en uplift actuelle ; (2) le bloc Majorque caractérisé majoritairement par une phase décrochante récente ; (3) le bloc Ibiza qui présente une déformation extensive au nord et une déformation qui tend à devenir compressive au sud. L'analyse des structures observées met en évidence 3 différentes phases de déformation, (i) une phase extensive Pliocène inférieur (**P1**) ; (ii) une seconde phase extensive Pliocène supérieure à actuel, (**P2**) et qui correspond à la continuité de la phase précédente; (iii) une phase décrochante (**P3**) qui semble synchrone de la précédente. Il existe une certaine continuité dans la déformation qui affecte le promontoire Baléares. Les phases **P1** et **P2** sont communes aux trois blocs qui composent le promontoire, et sont bien continues. Le raccourcissement se limite surtout au bloc d'Ibiza et s'amortit dans celui de Majorque. Aucun indice de compression n'est connu dans le bloc Minorque, que ce soit à terre ou en mer.

Il apparait que le promontoire Baléares n'est pas une zone en compression depuis la fin de la crise de salinite Messinienne. De nombreuses failles normales récentes mettent en évidence une phase de déformation récente principale extensive. Des indices de décrochements plutôt transpressifs sont décrits et sont partiellement la conséquence de la phase (**P2**) ou reliés à la terminaison des grands accidents décrochants des Bétiques. La sismicité confirme cet état de

fait avec une activité quasiment nulle au niveau du promontoire Baléares mais intense au niveau de la plateforme d'Alicante. Cette étude met aussi en évidence une activité très récente de soulèvement dans le bloc sud-Minorque dont l'origine est encore inconnue.

VI. Conclusions Générales et Perspectives :

La synthèse et l'interprétation des données sismiques disponibles sur le Promontoire Baléares couplée à des analyses géophysiques et à de la modélisation gravimétrique nous ont permis d'apporter des connaissances nouvelles sur une région très méconnue et des contraintes quant à sa formation et son évolution durant la période Néogène. Nos résultats retracent l'histoire du Promontoire en portant sur des grandes problématiques générales à savoir, l'évolution géodynamique de la région ouest-méditerranéenne, la déformation récente de la région Baléares et les conséquences de ces études sur la connaissance de la Crise de Salinité messinienne, événement majeur de l'histoire du bassin méditerranéen.

VI.1. Structure et évolution du Promontoire Baléares:

La caractérisation de différentes phases tectoniques qui ont amené la mise en place du promontoire Baléares et leur chronologie relative.

Une des questions posées concerne la mise en place du Promontoire Baléares, considéré comme la terminaison orientale des cordillères Bétiques (Bourrouilh, 1973 ; Durand-Delga et al., 1981) dans un contexte plutôt extensif en Méditerranée occidentale. En effet, l'ouverture du bassin de Valence et la mise en place des Cordillères Bétiques sont considérés comme concomitants, puisque ces deux phases se mettent en place au Miocène inférieur, entre 22 et 18 Ma (Fontboté et al., 1991 ; Maillard et al., 1992 ; Roca et Guimera, 1992 ; Gelabert et al., 1992, Sabat et al., 2011).

L'étude de notre large base de données de sismique réflexion montre que la morphologie et la structure du promontoire Baléares sont héritées de plusieurs phases tectoniques successives : (1) une phase extensive NO-SE caractérisée par une morphologie en horsts et grabens partiellement préservés et datés de la fin de l'Oligocène au Miocène inférieur, qui correspond à l'ouverture du bassin de Valence. L'héritage de cette phase est observable au sud d'Ibiza, et partiellement dans le bloc sud Minorque ; (2) une phase compressive qui fait rejouer les failles normales limitant les blocs basculés dans la partie ouest du promontoire, et qui se caractérise par de nombreux chevauchements E-O impliquant un mouvement transpressif vers le NO. Cette phase correspond à la mise en place des cordillères Bétiques et s'amortit au niveau de Majorque ; (3) la dernière phase, extensive, se surimpose aux deux premières, et s'observe sur l'ensemble du promontoire. Elle réactive dès le Serravalien les

VI. Conclusions et Perspectives

anciennes failles liées au rifting, ainsi que les chevauchements bétiques et remodèle la morphologie générale du promontoire.

Des implications majeures sur la nature de la marge sud Baléares et sur la cinématique du bassin Algérien.

Deux grands types de modèles cinématiques ont été proposés pour expliquer l'ouverture des bassins de la Méditerranée occidentale (bassins de Valence, Liguro-Provençal et Algérien). D'une part, ceux qui proposent l'ouverture de l'ensemble des bassins selon une direction NO-SE sous l'influence du retrait de la plaque téthysienne; d'autre part, ceux qui proposent l'ouverture du bassin Algérien vers l'ouest, tiré par le retrait d'une partie de la plaque téthysienne déchirée. Dans la grande majorité de ces modèles, le promontoire Baléares, situé à la frontière de tous ces bassins n'est jamais pris en compte.

Le couplage entre les données de sismique réflexion et les données géophysiques montre une marge sud Baléares composée de 4 segments: deux segments très escarpés associés à un fort amincissement de la croûte continentale et à une transition océan-continent très rapide, et deux autres segments moins raides et caractérisés par un amincissement crustal moins marqué et par des transitions océan-continent plus larges. Nous interprétons les deux premiers en termes de segments de marge transformante impliquant des mouvements décrochants, et les seconds comme des segments divergents associés à différents épisodes d'extension.

L'analyse des anomalies magnétiques nous a permis de proposer un scénario cohérent avec les particularités du promontoire Baléares. Le bassin Algérien s'est ouvert au sud du bloc Sud Minorque dans un premier temps suivant une direction NO-SE. L'extension associée doit être synchrone de la phase extensive (1) et concomitante des chevauchements bétiques. Une seconde phase d'ouverture le long des segments transformants s'est faite suivant une direction NE-SO. Les lineations magnétiques suggèrent l'existence de deux corridors océaniques NE-SO: l'un correspondant au bassin est-algérien et associé à une dérive vers le SO des Kabylies; le second, plus complexe, correspondant au bassin ouest-Algérien et aux segments transformants. Notre scénario est compatible avec la dérive vers l'ouest du domaine d'Alboran, et implique une dérive des domaines des Kabylies dans une direction similaire. L'existence de segments transformants sur la marge sud Baléares est un argument en faveur des modèles d'ouverture vers l'ouest du bassin Algérien. Les blocs liés à une extension NE-SO sur l'ouest du bloc sud Minorque peuvent représenter la partie divergente de ce

VI. Conclusions et Perspectives

mouvement. On ne trouve pas d'autres indices de ce mouvement vers le SO sur le promontoire Baléares, si ce n'est la rotation horaire des blocs. Les marges transformantes montrent néanmoins toujours un fort découplage entre les deux types de croûte qu'elles séparent.

Mise en évidence d'une déformation continue jusqu'à l'Actuel :

L'interprétation conjointe des profils basse résolution et des profils Simbad haute résolution présents dans notre zone d'étude nous a permis de caractériser la déformation, et met en évidence une activité tectonique post-messinienne conséquente et complexe.

Nous mettons en évidence 3 zones de déformations qui correspondent aux 3 blocs constitutifs du promontoire : (1) le bloc Sud Minorque qui présente une déformation en uplift actuelle ; (2) le bloc Majorque, caractérisé par une intense déformation salifère et par une phase décrochante récente ; (3) le bloc Ibiza qui présente une déformation extensive au nord et plutôt compressive au sud. L'analyse des structures observées met en évidence 3 différentes phases de déformation récente (i) une phase extensive Pliocène inférieur (failles de type **P1**) ; (ii) une seconde phase extensive Pliocène Supérieur à Actuel, (failles de type **P2**) et qui correspond à la continuité de la phase précédente; (iii) une phase décrochante (failles de type **P3**) qui semble synchrone de la précédente et enfin une phase actuelle qui se caractérise par des anticlinaux dans la région d'Alicante (**P4**). Il existe une certaine continuité dans la déformation qui affecte le promontoire Baléares. Les phases **P1** et **P2** sont certainement la continuation de la phase extensive dite « post bétiques ». Elles affectent les trois blocs qui composent le promontoire dans une déformation continue. Le raccourcissement lui affecte préférentiellement la plateforme d'Alicante, se limite surtout au bloc d'Ibiza et s'amortit dans celui de Majorque. Aucun indice de compression n'est connu dans le bloc Minorque, que ce soit à terre ou en mer.

Il apparaît que le promontoire Baléares n'est pas une zone en compression depuis la fin de la crise de salinité Messinienne comme il était attendu d'après les travaux précédents. C'est une zone peu active sismiquement, où l'on met pourtant en évidence une phase d'extension importante qui joue probablement depuis le Serravallien. Des indices de décrochements plutôt transpressifs sont décrits et sont partiellement la conséquence de la phase (**P2**) ou reliés à la terminaison des grands accidents décrochants des Bétiques. Cette étude met aussi en évidence

une activité très récente de soulèvement dans le bloc Sud-Minorque dont l'origine est inconnue.

VI.2. Apports sur la Crise de Salinité Messinienne :

Des dépôts liés à la crise de salinité messinienne sont mis en évidence sur l'ensemble du Promontoire Baléares, excepté sur le plateau continental, à l'aide de l'interprétation conjointe des profils sismiques basse et haute résolution. Le détail apporté par la haute résolution a permis d'identifier les déformations récentes affectant le Messinien et le Plio-Quaternaire.

Les dépôts liés à la crise forment une unité sismique continue, épaisse de 50 à 200m, présente partout en-dessous d'une profondeur de 500m. L'extension de ces dépôts sur l'ensemble du Promontoire et drapant les marges questionne les observations habituelles concernant les marqueurs messiniens sur le pourtour méditerranéen. En effet, à ces profondeurs, c'est la MES que l'on observe sur les marges, les évaporites des bassins profonds la recouvrant en onlap vers 2000-3000m de profondeur. Sur la plateforme d'Alicante et sur les pentes au large des îles, les dépôts de la crise sont peu épais et clairement érodés à leur toit. Ils sont corrélés aux gypses primaires sur la plateforme d'Alicante, et ils peuvent être corrélés avec les gypses forés dans le bassin de Palma. Sur les pentes, ces dépôts montrent des évidences de glissement sur leur base, sans pour autant contenir de *Mobile Unit* (MU aux caractéristiques sismiques bien connues). Ces indices rendent cette unité sismique comparable aux gypses glissés observés à terre dans les bassins du SE espagnol, ou observés récemment à Ibiza (Lezin et al., 2014).

Dans certaines zones un peu plus profondes du promontoire, notamment dans la dépression centrale, les dépôts sont plus épais et peuvent contenir de la halite pure mobile (MU) dans les dépressions. Le haut de ces dépôts recouvre en onlap l'unité fine observée sur les pentes. Nous proposons donc que les évaporites puissent précipiter de façon plus ou moins diachrones à différentes profondeurs. Une unité type MU existe dans la dépression centrale de Majorque et au Sud de Formentera, des zones hautes par rapport aux plaines abyssales où l'on trouve généralement la MU. Cette observation et la précédente remettent en cause la terminologie utilisée pour décrire les séries messiniennes (« périphériques et primaires » à terre et « profondes et secondaires » en offshore) puisque (i) des dépôts existent entre ces deux extrêmes et (ii) ces deux types de dépôts peuvent coexister au même endroit. Nous posons donc la question de la validité de cette terminologie au vu de nos résultats.

VI. Conclusions et Perspectives

Les dépôts liés à la crise sur le Promontoire sont déconnectés entre eux par de la tectonique post-messinienne. Ceci ne facilite pas les corrélations latérales, mais permet de quantifier les déformations récentes.

VI.3.Perspectives :

VI.3.1. Sur la cinématique de la Méditerranée occidentale :

Nos travaux sur la cinématique du bassin Algérien ont montré l'importance du promontoire Baléares, site clé à la jonction des trois bassins majeurs, dans la compréhension de l'évolution de la Méditerranée occidentale. Toutefois, les problèmes rencontrés ramènent toujours à la problématique de la nature et de l'âge de la croûte du bassin Algérien. Les derniers articles publiés sur la Méditerranée occidentale semblent dessiner un consensus (Bezada et al., 2012 ; Medhaouri et al., 2014 ; Van Hinsbergen et al., 2014, cette étude) envers les modèles d'ouverture vers l'ouest du bassin Algérien. Il paraît difficile d'améliorer cet aspect sans un forage profond dans le bassin Algérien. Ni la nature, ni l'âge du bassin ne sont aujourd'hui connus, et les modèles récents de sismique réfraction (Ranero, 2013 ou projet SPIRAL) ne sont pas encore publiés malgré les apports importants pour la géodynamique qu'ils représentent. L'acquisition de nouvelles données de réfraction (ponctuelles ou continues) dans la région Baléares permettrait de contraindre et de valider les modèles proposés dans ce manuscrit.

D'autre part, notre scénario concernant les Kabylies s'appuie sur l'observation claire des linéations magnétiques dans le Bassin Est Algérien (Galdeano et Rossignol, 1977). Toutefois, il est difficile de trouver des données de terrain concernant la structure des Kabylies et surtout leur contact avec le Tell. Des données sur la nature, le jeu et l'âge des contacts qui affectent cette région permettrait de tester notre scénario. De même, des modèles de tomographie à travers le bassin Algérien permettrait d'imager le panneau plongeant situé sous l'Algérie et de vérifier si en effet il existe une déchirure sous les Kabylies.

VI.3.2. Sur la structure et l'évolution du promontoire Baléares :

Plusieurs questions restent en suspens concernant la structure du promontoire Baléares. La chronologie des différentes phases tectoniques est acquise mais nécessite d'être affinée à l'aide de datations précises. Des données des puits situés sur le Promontoire Baléares et le

VI. Conclusions et Perspectives

bassin de Valence sont en cours de réactualisation à l'université de Salamanque dans le cadre du doctorat de D. Ochoa, et pourront être utilisées ultérieurement de façon à caler les 3 phases dans le temps.

La base de données de sismique réflexion disponible sur le promontoire Baléares manque de précision en profondeur. La plupart des profils ont une pénétration limitée et de fait de nombreuses structures ne sont pas observables. L'acquisition d'une campagne de sismique lourde sur des zones clés permettrait d'affiner notre connaissance du promontoire : en particulier, (1) la limite du front Bétique s'observe jusqu'au centre du chenal de Majorque, au-delà elle reste interprétative. L'acquisition de données de sismique profonde sur le replat au large de Majorque permettrait de répondre à la polémique de l'extension du front Bétiques plus à l'est du promontoire et surtout plus au nord vers le centre du bassin de Valence. (2) la déformation qui affecte le bloc sud Minorque reste mal comprise. Dans cette étude, nous montrons que le BSM enregistre plusieurs phases extensives successives qui sont bien imagées dans la sismique. Toutefois la résolution des profils disponibles est insuffisante pour réaliser des études de séquences précises et mieux contraindre les différents événements qui structurent le BSM. Les uplifts observés sur le BSM et les variations de faciès des séquences CSM et post-CSM sur la ride d'Hannibal montrent qu'il existe une activité tectonique récente, bien que non marquée par la sismicité, dont l'origine et la nature reste à ce jour inconnue. De quoi résulte la ride Hannibal dans sa continuité directe du BSM ? (3) La relation entre l'extension post-bétiques bien documentée à terre et les phases d'extension récentes montrées dans ce manuscrit est à clarifier. Est-ce que ce sont les mêmes phases ? Pourquoi l'extension post orogénique se poursuivrait-elle dans le temps ? N'est-elle pas liée plutôt à la cinématique globale ?

Plus largement, la question est d'expliquer l'extension observée sur le Promontoire Baléares dans un cadre régional. Il s'agit d'essayer de comprendre les mouvements verticaux de la Méditerranée occidentale à grande échelle. En effet, l'inversion de la marge algérienne doit produire une subsidence du bassin, peut-être en rapport avec le basculement général post-MSC observé à l'échelle régionale dans le bassin algérien et sur la marge sud du Promontoire (voir Fig. V.3, Fig. VI.1 ; Lepretre, 2012 ; Lepretre et al., 2014). Cet événement est à mettre en rapport avec la phase P1 que nous avons mise en évidence, active après l'unité du Pliocène inférieur (Pliocène « transparent »). Cette limite dans les faciès sismique, non synchrone partout, mais sensiblement située entre le Pliocène inférieur et supérieur, est importante

VI. Conclusions et Perspectives

puisque'elle est repérable presque partout en Méditerranée occidentale, d'une part comme repère stratigraphique à préciser, mais aussi car elle correspond également à une discordance sur d'autres marges (Gaullier et al., 2014), montrant une possible phase tectonique ubiquiste à l'échelle du bassin Méditerranéen.

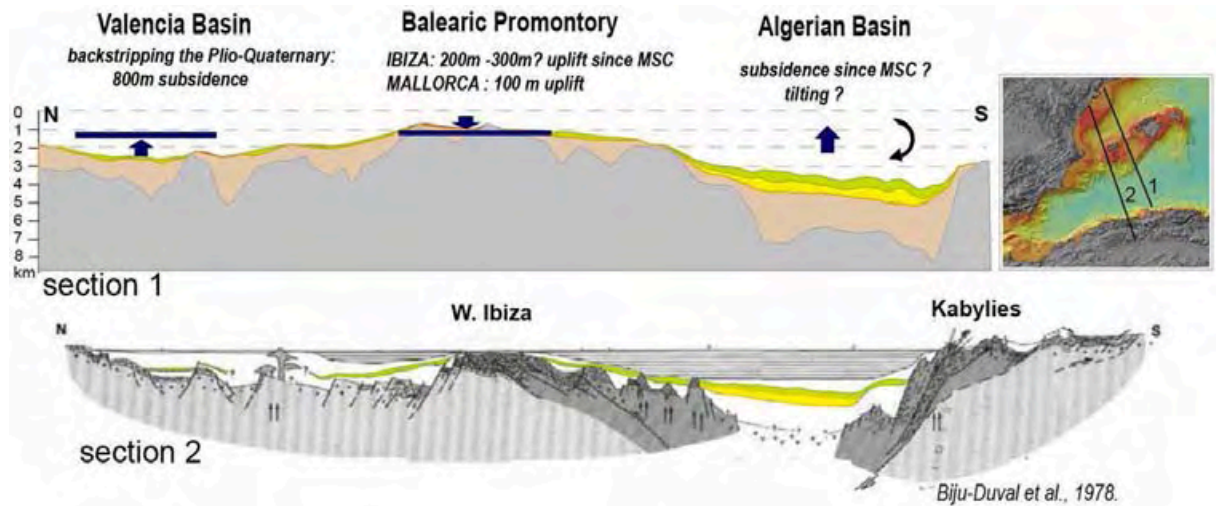


Figure VI. 1 : Coupes de synthèse N-S du bassin de Valence à la marge algérienne en traversant le promontoire Baléares (section 1 : Maillard et Mauffret, 2013 ; section 2 : Biju-Duval et al., 1978).

VI.3.3. Sur la Crise de Salinité Messinienne :

De nombreuses questions se posent encore sur la crise de salinité messinienne, comme le montre le nombre impressionnant de travaux qui s'y consacrent encore. Dans l'optique d'une compréhension globale de la crise, le Promontoire Baléares reste un site clé et des actions sont prévues afin d'explorer cette région :

Suite du travail de terrain Majorque/Ibiza :

Dans l'optique d'un travail terre-mer, nous avons commencé à étudier les séries miocènes affleurantes sur l'île d'Ibiza, où des séries messiniennes sont pressenties en raison de leur ressemblance avec les séries messiniennes étudiées à Majorque, reconnues sur le terrain avec R. Bourrillot. Un des objectifs du projet est donc de corréler les séries anté-, syn- et post-crise observées en sismique sur les pourtours d'Ibiza et dans les bassins profonds, avec les séries qui affleurent au nord de l'île d'Ibiza. Là, il s'agit d'identifier et de décrire les séries tortono-messiniennes d'Ibiza, de les dater, de réaliser une analyse de faciès sédimentaire pour

VI. Conclusions et Perspectives

reconstituer les paléoenvironnements et les paléobathymétries afin, de replacer cette série dans l'histoire de la crise. Par ailleurs, nous recherchons des déformations observées en sismique sur les affleurements à terre, déformations tant tectoniques comme le montre ce manuscrit indiquant des déformations récentes, que gravitaires comme on le voit sur les pentes au large de Majorque.



Figure VI. 2 : Evolution sédimentaire au Miocène supérieur sur l'affleurement de Cala de Serra à Ibiza (Lezin et al., 2014)

Les premières missions réalisées à Ibiza révèlent la présence des séries tortono-messiniennes bien connues au Sud-Est de l'Espagne (Bourillot et al., 2010), à Majorque, en Sardaigne (Cornée et al., 2008) et notamment le TCC (Terminal Carbonate Complex ; unité 3) qui est une unité carbonatée, plus ou moins déformée, riche en microbialithes dont la position stratigraphique par rapport à la crise de salinité est fortement débattue (unité anté, syn ou post crise ?). Par ailleurs, une morphologie érosive responsable de vallées semble se mettre en place après ces unités, remplie de séries marines. Les échantillons collectés à Ibiza doivent déterminer les âges et préciser s'il s'agit ou non de sédiments de la MES. Déterminer, sans ambiguïté, cette position est essentielle pour reconstituer la chronologie de la crise et pour comprendre le lien entre les déformations enregistrées dans cette unité et la crise. Le travail à Ibiza s'avère essentiel car d'une part, les séries miocène n'ont jusqu'à maintenant jamais été décrites en tant qu'unité de la crise, et d'autre part, elles semblent montrer ici une interrelation entre tectonique active et leur mise en place car elles intercalent une unité détritique en lien avec des failles dont l'activité récente reste à démontrer (Fig. VI.2). Nous avons aussi observé des déformations type gravitaires importantes dans l'unité 3, rappelant le TCC glissé observé à terre à Majorque ou en mer (l'unité MSC de pente).

Campagne en mer Simbad 2 :

VI. Conclusions et Perspectives

Pour continuer sur la problématique relation séries messiniennes du Promontoire / séries profondes, la campagne Simbad 2 sur le Téthys 2 doit acquérir en novembre quelques lignes supplémentaires pour préciser sans ambiguïté les relations entre les différents sous-bassins du promontoire qui ont été cartographiés durant ces 3 ans. L'ambiguïté majeure qui persiste est la relation entre les évaporites connues à terre (PLG), celles que nous avons observées sur le Promontoire et celles situées dans le bassin de Valence. Les cartes établies dans ce travail permettent de proposer une localisation précise de lignes haute résolution à acquérir pour réaliser des corrélations plus précises entre les différents bassins : (1) dans le chenal de Majorque donc entre DCM et bassin de Valence; (2) entre la DCM et la plateforme d'Alicante.

Projet de forages IODP-DREAM :

Une proposition de forages en Méditerranée sur la problématique de la crise a été déposée auprès de l'International Ocean Discovery Program (IODP). Le projet : « Uncovering a Salt Giant (multi-phase drilling project, MDP) », est demandé par la communauté scientifique « messinienne » internationale et fait suite à plusieurs réunions de travail auxquelles j'ai participé. Un consensus a été établi sur le choix des thèmes et des questions majeures, ainsi que sur les cibles les plus pertinentes à forer en Méditerranée pour atteindre les objectifs fixés. L'ensemble du projet se rassemble autour de 4 propositions de sites spécifiques (Fig. VI.3) :

- DREAM=Deep-Sea Records of the MSC (forage de l'ensemble de la série liée à la crise de salinité messinienne);
- Deformation and fluid flow in the MSC salt giant (étude de la déformation et des circulations de fluides dans l'unité mobile (MU));
- Probing the Salt Giant for its Deep Biosphere secrets (Vérifier l'existence d'une possible vie microbienne dans des environnements extrêmes);
- Probing deep Earth and surface connections (Atteindre la croûte du bassin Méditerranéen occidental et comprendre les événements tectoniques à son origine, projet GOLD).

Pour le projet DREAM, plusieurs sites ont été choisis sur le Promontoire Baléares, unanimement reconnu comme site majeur de par la profondeur réduite des séries de la crise, et de par la variété des types d'évaporites s'y trouvant (périphériques, intermédiaires et profondes) permettant ainsi de faire le lien entre eux. Des forages dans le Messinien de la

VI. Conclusions et Perspectives

Méditerranée sont demandés depuis de nombreuses années, mais les problèmes techniques liés au sel et l'épaisseur de sédiments à traverser ont toujours été un frein. Les problèmes techniques étant maintenant résolus, nous pouvons espérer avoir enfin un forage à travers l'ensemble des unités messiniennes et en particulier avoir accès au début de l'enregistrement de la crise, seul moyen de pouvoir proposer un scénario cohérent.

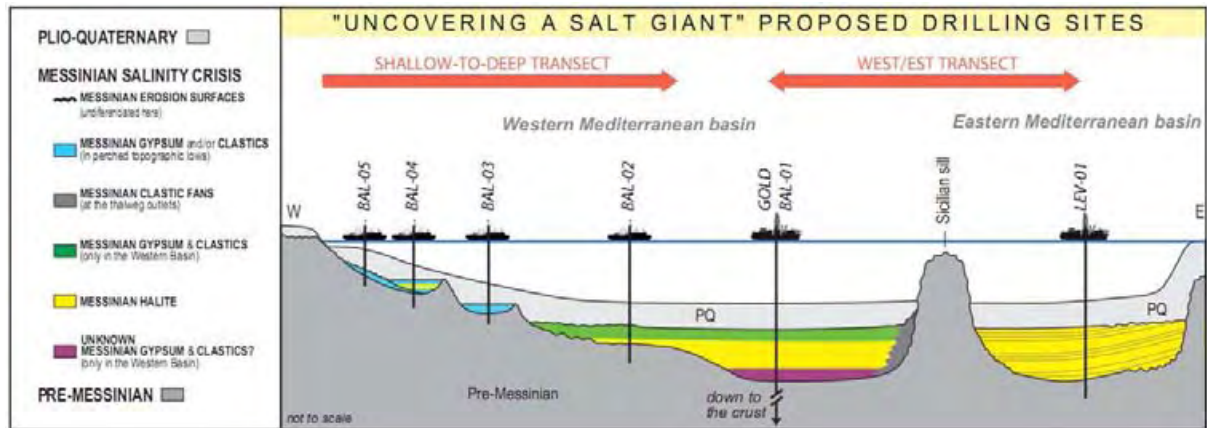


Figure VI. 3 : Transect E-O schématique des relations entre bassins marginaux et profonds liés à la crise de salinité messinienne (sites BAL-02 à BAL-05) et localisation des deux forages profonds (LEV-01 et BAL-01).

References

- Acosta, J., Munoz, A., Herranz, P., Palomo, C., Ballesteros, M., Vaquero, M., Uchupi, E., 2001a. Geodynamics of the Emile Baudot Escarpment and the Balearic Promontory, western Mediterranean. *Mar. Pet. Geol.*, 18, 349–369.
- Acosta, J., Munoz, A., Herranz, P., Palomo, C., Ballesteros, M., Vaquero, M., Uchupi, E., 2001b. Pockmarks in the Eivissa Channel the western end of the Balearic Promontory (western Mediterranean) revealed by multibeam mapping. *Geo-Mar. Lett.*, 21, 123–130.
- Acosta, J., Canals, M., Lopez-Martinez, J., Munoz, A., Herranz, P., Urgeles, R., Palomo, C., Casamor, J.L., 2002. The Balearic Promontory geomorphology (western Mediterranean): morphostructure and active processes. *Geomorphology*, 49, 177–204.
- Acosta, J., Canals, M., Carbó, A., Munoz, A., Urgeles, J., Muñoz-Martín, A., Uchupi, E., 2004a. Sea floor morphology and Plio-Quaternary sedimentary cover of the Mallorca channel, Balearic Islands, western Mediterranean. *Mar. Geol.*, 206, 165–179.
- Acosta, J., Ancochea, E., Canals, M., Huertas, M.J., Uchupi, E., 2004b. Early Pleistocene volcanism in the Emile Baudot Seamount, Balearic Promontory (western Mediterranean Sea). *Mar. Geol.*, 207, 247–257.
- Acosta, J., Fontán, A., Muñoz, A., Muñoz-Martín A., Rivera, J., Uchupi, E. 2013. The morpho-tectonic setting of the Southeast margin of Iberia and the adjacent oceanic Algero-Balearic Basin. *Mar. and Pet. Geol.* 45, 17-41.
- Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A., Soria, J.M., Yébenes, A., 2002. Onshore and offshore compressional tectonics in the eastern Bétic Cordillera (SE Spain). *Marine Geology* 186, 337-349.
- Alfaro P., Delgado J., Garcia-Tortosa F.J., Lenti L., Lopez J.A., Lopez-Cassado C., Martino S. 2012. Widespread landslides induced by the Mw 5.1 earthquake of 11 May 2011 in Lorca, SE Spain. *Engineering Geology*, 137-138, 40-52.

Références

- Alinat, J., & Cousteau, J. Y. 1962. Accidents de terrain en Mer de Ligurie. Océanographie géologique et géophysique de la Méditerranée occidentale, Villefranche-Sur-Mer: Colloque CNRS, pp.
- Alonso-Zarza, A. M., 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 60, 261-298.
- Ancochea, E., Huertas, M.J., 2002. Nuevos datos geocronológicos y geoquímicos de las manifestaciones volcánicas de Picasent y Cofrentes (Valencia). *Geogaceta* 32, 31–35
- Andrieux J., Fontboté J.M. & Mattauer M. 1971. Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12. 191-198.
- Asfirane, F., Galdeano, A., 1995. The aeromagnetic map of northern Algeria: processing and interpretation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 136 (1), 61–78.
- Argus, D.F., Gordon, R.G., DeMets, C., Stein, S., 1989. Closure of the Africa–Eurasia– North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *Journal of Geophysical Research* 94, 5585–5602.
- Auzende, J. M., Bonnin J. & Olivet J. L. 1973. The origin of the western Mediterranean basin, *Journal of the Geological Society of London*, 129, 607–620, doi :10.1144/gsjgs.129.6.0607. 132
- Ayala C., Torne M. & Pous J. 2003. The lithosphere-asthenosphere boundary in the western Mediterranean from 3D joint gravity and geoid modeling: tectonic implications. *Earth Pla. Sci. Let.*, 209. 275-290.
- Bache, F., 2008. Evolution Oligo-Miocène des Marges du Micro-Océan Liguro-Provençal. Ph.D. Thesis, Université de Bretagne Occidentale, 328 pp.
- Bache, F.; Olivet, J.L.; Gorini, C.; Rabineau, M.; Baztan, J; Aslanian, D.; Suc, J.P. 2009. Messinian Erosional and Salinity Crises: View from the Provence Basin (Gulf of Lions, Western Mediterranean). *Earth Planet. Sci. Lett.* 286, 139-157.

Références

- Bache F., Olivet J.L., Gorini C., Aslanian D., Labails C. & Rabineau M. 2010. Evolution of rifted continental margins: the case of the Gulf of Lions (Western mediterranean Basin). *Earth Pla. Sci. Let.*, 286, 139-157.
- Bache, F.; Popescu, SM.; Rabineau, M.; Gorini, C.; Suc, JP.; Clauzon, G.; Olivet, JL.; Rubino, JL.; et al. 2012. A two-step process for the reflooding of the Mediterranean Basin after the Messinian Salinity Crisis. *Basin Research*. 24. 125-153.
- Balmino, G., N. Vales, S. Bonvalot, and A. Briais (2012), Spherical harmonic modelling to ultrahigh degree of Bouguer and isostatic anomalies, *Journal of Geodesy*, 86 (7), 499–520, doi :10.1007/s00190-011-0533-4. 19, 143, 154
- Banda E., Ansorge J., Boloix M. & Cordoba D. (1980). Structure of the crust and upper mantle beneath the Balearic Islands (Western Mediterranean). *Earth Pla. Sci. Let.* 49, 219–230.
- Barber, P.M., 1981. Messinian subaerial erosion of the proto-Nile delta. *Marine Geology*, 44, 253-272.
- Baron Periz, A. y Gonzalez Casanovas, C., 1984, Distribucion espacial des miopliocene en la isla de Mallorca. I congreso Espanol de Geologica. Segovia, 1, 137-148.
- Baron, A. and Gonzalez, C. 1985. Correlation and geometry of the Messinian facies on the oriental edge of the Palma plai (Island of Mallorca. 6th European Regional Meeting Lleida, April 1985, 5 pp.
- Bartrina M.T., Cabrera L., Jurado M.J., Guimerà J. & Roca E. 1992. Evolution of the Central Catalan Margin of the Valencia Trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203. 219-242.
- Basile C., Maillard A., Patriat M., Gaullier V., Loncke L., Roest W., Mercier de Lepinay M. & Pattier F. 2013. Structure and Evolution of the Demerara Plateau, offshre French

Références

- Guiana : Rifting, tectonic inversion and post-rift tilting at transform-divergent margins intersection. *Tectonophysics* 591. 16-29.
- Basile C., Mascle J., Benkhelil J. & Bouillin J.-P. 1998. In Mascle J., Lohmann G.P. & Moulande M. (Eds.). Geodynamic evolution of the Côte d'Ivoire-Ghana transform margin: an overview of Leg 159 results: *Proc. ODP, Sci. Results*, 159, 101-110.
- Basile C., Mascle J., Popoff M., Bouillin J.-P. & Mascle G. 1993. The Ivory Coast-ghana transform margin: A marginal ridge structure deduced from seismic data. *Tectonophysics*. 222. 1-19.
- Bayer R., Le Mouél J.L. & Le Pichon X. 1973. Magnetic anomaly pattern in the Western Mediterranean. *Earth Pla. Sci. Lett.* 19 168.
- Bertoni, C. and Cartwright, A., 2006. Controls on the basinwide architecture of late Miocene (Messinian) evaporites on the Levant margin (Eastern Mediterranean). *Sediment. Geol.*, 188-189, 93-114.
- Bertoni, C. & Cartwright, A., 2007. Major erosion at the end of the Messinian Salinity Crisis: evidence from the Levant Basin, Eastern Mediterranean. *Bas. Res.*, 19, 1–18.
- Berndt, C., S. Costa, M. Canals, A. Camerlenghi, B. de Mol, & M. Saunders 2012. Repeated slope failure linked to fluid migration: The Ana submarine landslide complex, Eivissa Channel, Western Mediterranean Sea, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 319, 65–74
- Bezada M.J., Humphreys E.D., Toomey D.R., Harnafi M., Dávila J.M. & Gallart J. 2013. Evidence for slab rollback in westernmost Mediterranean from improved upper mantle imaging. *Earth Pla. Sci. Lett.* 368. 51-60.
- Biju-Duval B., Letouzey J. & Montadert L. 1978. Structure and evolution of the Mediterranean basins. *Init. Rep. DSDP*, 42. 951-984.
- Bijwaard H & Spakman W. 2000. Nonlinear global P-wave tomography by iterated linearised inversion, *Geophys J Int*, 141:71-82

Références

- Blanc, P.-L. 2002, The opening of the plio-quaternary gibraltar strait : assessing the size of a cataclysm, *Geodynamica Acta*, 15, 117–122.
- Boccaletti M. & Guazzone G. 1974. Plate tectonics in the Mediterranean region. In “Geology of Italy”. *Petrol. Expl. Soc. Libya.*, 23 pp.
- Booth-Rea, G., C. R. Ranero, J. M. Martinez-Martnez, & I. Grevenmeyer 2007. Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alborn sea, western Mediterranean, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8, Q10005, doi:10010.11029/12007GC001639.
- Bonvalot S., Balmino G., Briais A., Kuhn M., Peyrefitte A., Vales N. & al. 2012. World Gravity Map. Bureau Gravimetrique International (BGI), map, CGMW-BGI-CNES-IRD, Ed., Paris.
- Boughacha M.S., Ouyed M., Ayadi A., & Benhallou H. 2004. Seismicity and seismic hazard mapping of northern Algeria: Map of Maximum Calculated Intensities (MCI), *J. Seism.*, 8, 1-10.
- Boullin J. P., Durand-Delga M. & Olivier P. 1986. Betic Rifian and Tyrrhenian Arc: Distinctive features, genesis and development stages. In F. Wezel, *The origin of arcs*, pp. 281-304, Elsevier, New York.
- Bourillot, R., Vennin, E., Rouchy, J.M., Blanc-Valleron, M.M., Caruso, A., Durlet, C., 2010. The end of the Messinian Crisis in the western Mediterranean: Insights from the carbonate platforms of south-eastern Spain. *Sedimentary Geology*, 229, 224-253.
- Bourrouilh, R. 1970. Le problème de Minorque et des Sierras de Levante à Majorque. *Ann. Soc. Geol. Nord*, XC, 363-380.
- Bourrouilh, R. 1973. Stratigraphie, sédimentologie et tectonique de l'île de Minorque et du Nord-Est de Majorque (Baléares). La terminaison nord-orientale des Cordillères bétiques en Méditerranée occidentale. Thèse, Université de Paris. 822pp.

Références

- Brocher T.M. 2005. Compressional and Shear Wave Velocity Versus Depth in the San Francisco Bay Area, California: Rules for USGS Bay Area Velocity Model 05.0.0. USGS Open-File Report 05-1317.
- Brosolo, L. and Mascle, J. 2008. Shaded bathymetry of the Mediterranean Sea, in “Terre, Planète mystérieuse”, INSU-Le Cherche Midi. 80-81.
- Brunet, C., P. Monié, L. Jolivet, & J.-P. Cadet 2000. Migration of compression and extension in the Tyrrhenian Sea, insights from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on micas along a transect from Corsica to Tuscany, *Tectonophysics*, 321, 127-155.
- Burrus J. 1984. Contribution to a geodynamical synthesis in the provençal basin through seismics and magnetics. *Marine Geology*. 55. 247-269.
- Butler, R. W. H., Lickorish, W. H., Grasso M., Pedley, H. M., Ramberti L. 1995. Tectonics and sequence stratigraphy in Messinian basins, Sicily: constraints on the initiation and termination of the Mediterranean salinity crisis
- Calais, E., C. DeMets, & J. M. Nocquet. 2003. Evidence for a post-3.16-Ma change in Nubia Eurasia North America plate motions ?, *Earth and Planetary Science Letters*, 216 (1-2), 81–92, doi :10.1016/S0012-821X(03)00482-5. 64
- Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguacil, G., Jabour, N., 2000. Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: constraints from travel time tomography. *J. Geophys. Res.* 105, 10871–10898.
- Camerlenghi A., Accettella D., Costa S., Lastras G., Acosta J., Canals M. & Wardell N. 2009. Morphogenesis of the SW Balearic continental slope and adjacent abyssal plain, Western Mediterranean Sea. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*, 98, 735-750.
- Camerlenghi, A., de Lange, G., Flecker, R., Garcia-Castellanos, D., Hübscher, C., Krijgsman, W., Lofi, J., Lugli, S., Manzi, V., McGenity, T., Panieri, G., Rabineau, M., Roveri, M.,

Références

- Sierro, F.J., 2013. Deep-sea Record of Mediterranean Messinian events (DREAM) Workshop. Resport to ESSAC. Brisighella (Ravenna), Italy 5-8 May 2013.
- Canals J. A. & Pujades L. G. (1992). The Valencia trough: Coda-Q. *Tectonophysics*. 203. 125-132.
- Carminati E., Lustrino M. & Doglioni C. 2012. Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics versus Igneous petrology constraints. *Tectonophysics*, 579. 173-192
- Carracedo, J.C., 1994. The canary islands: an example of structural control on the growth of large oceanic-islands volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 60, 225– 241.
- Catalano R., Franchino A., Merlini S. & Sulli A. 2000. A crustal section from the Eastern Algerian basin to the Ionian ocean (Central Mediterranean). *Mem. Soc. Geol. It.*, 55, 71–85.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J. P., Blum, M. D., Dalrymple, R. W., Eriksson, P. G., Fielding, Christopher R., Fisher, W. L., Galloway, W. E., Gibling, M. R., Giles, K. A., Holbrook, J. M., Jordan, R., Kendall, C. G. St.C., Macurda, B., Martinsen, O. J., Miall, A. D., Neal, J. E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H. W., Pratt, B. R., Sarg, J. F., Shanley, K. W., Steel, R. J., Strasser, A., Tucker, M. E., & Winker, C., "Towards the Standardization of Sequence Stratigraphy" 2009. *Papers in the Earth and Atmospheric Sciences*. Paper 238.
- Cavazza, W., F. Roure, W. Spakman, G. M. Stampfli, P. A. Ziegler, & T. P. W. GRP 2004. The TRANSMED Atlas : Geological-geophysical fabric of the Mediterranean region - Final report of the project, *Episodes*, 27 (4), 244–254. 13, 54, 57
- Céspedes A., Giménez J. & Sàbat F. 2001. Caracterización del campo de esfuerzos neógenos en Majorca mediante el análisis de poblaciones de fallas. *Geogaceta* 30, 199–202.

Références

- CIESM (Anton, J., CaGatay, M.N., De Lange, G., Flecker, R., Gaullier, V., Gunde-Cimerman, N., Hübscher, C., Krijgsman, W., Lambregts, P., Lofi, J., Lugli, S., Manzi, V., McGenity, T.J., Roveri, M., Sierro, F.J. & Suc, J.-P.), 2008. Executive summary. In: The Messinian Salinity Crisis From Mega-Deposits to Microbiology – A Consensus Report (Ed. by F. Briand) CIESM Workshop Monographs, 33, 7–28.
- Chamot-Rooke N., Gaullier J.-M. & Jestin F. 1999. Constraints on Moho depth and crustal thickness in the Liguro-Provencal basin from a 3D gravity inversion, in Durand B., Jolivet L., Horvath F. & Seranne M. Eds. The Mediterranean basin: tertiary extension within the Alpine orogene, Special publications, 156: London Geological Society, 37–61.
- Cherchi, A. and Montadert, L., 1982. Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean Basin. *Nature*, 294: 736-739.
- Christensen N. I., & Mooney W. D. 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view, *J. Geophys. Res.* 100, 9761-9788.
- Chumakov, I. 1973, Pliocene and pleistocene deposits of the Nile valley in Nubia and upper Egypt., In : Initial Report of Deep Sea Drilling Project, W.B.F. Ryan, K.J. Hsü and al.(Eds), U.S. Government Printing Office, Washington, 13, 1242–1243.
- Cita, M., & W. Ryan 1978. Messinian erosional surfaces in the Mediterranean, *Marine Geology*, 27, 193–365
- Clauzon, G. 1973, The eustatic hypothesis and the pre-pliocene cutting of the Rhône valley, W.B.F. Ryan, K.J. Hsü (Eds.), Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, pp. 1251–1256.
- Clauzon, G., 1982. Le canyon messinien du Rhône, une preuve décisive du "desiccated deep-basin model" (Hsü, Cita et Ryan, 1973), *Bulletin Société Géologique de France* 24, 597–610.

Références

- Clauzon, G., Suc, J.P., Gautier, F., Berger, A. & Loutre, M.F., 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved? *Geology*, 24(4): 363-366.
- Clavell, E., Berastegui, X., 1991. Petroleum geology of the Gulf of Valencia. In: Spencer, A.M. (ed.). *Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons*. Oxford, Special publication of the European Association of Petroleum Geologists, 1, 355-368.
- Cohen, A., 1988. Stratification of the Messinian evaporites in Israel. *Israel J. Earth-Sci.*, 37, 193-203.
- Crespo-Blanc A, Balanya J.C., Barcu L., Jimenez-Bonilla A., Diaz-Aspiroz A. 2013. The Betics : an updated, georeferenced 1 :250000 scale geological map. 8th workshop of the ILP-Task Force on Sedimentary Basin
- Comas, M.C., García Dueñas, V. & Jurado, M.J., 1992. Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from Mcs data. *Geo Mar. Lett.*, 12: 157-164.
- Comas M.C., Zahn R., Klaus A. & al. 1996. Site 976, Proc ODP, Init. Reports, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 161, 179-297.
- Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I. & Watts, A.B., 1999. The Origin and Tectonic History of the Alborán Basin: Insights from Leg 161 Results. In: R. Zahan, M.C. Comas and A. Klaus (Editors), *Proc. ODP Sci. Results*, pp. 555-579.
- Cornée, J.J., Maillard, A., Conesa, G., Garcia, F., Saint Martin, J.P., Sage, F. I Münch, P., 2008. Onshore to offshore reconstruction of the Messinian erosion surface in Western Sardinia, Italy: Implications for the Messinian salinity crisis. *Sedimentary Geology*, 210, 48-60.
- Cornée, J.-J., M. Ferrandini, J.-P. S. Martin, P. Münch, M. Moullade, A. Ribaud-Laurenti, S. Roger, S. S. Martin, & J. Ferrandini 2006. The late messinian erosional surface and the

Références

- subsequent reflooding in the mediterranean : New insights from the melilla-nador basin (morocco), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 230(1- 2), 129–154.
- Cornée, J.J., Roger, S., Münch, P., Saint Martin, J.P., Féraud, G., Conesa, G., Pestrea-Saint Martin, S., 2002. Messinian events: new constraints from sedimentological investigations and new Ar/Ar ages in the Melilla – Nador Basin (Morocco). *Sedimentary Geology*, 151, 127-147.
- Cravatte, J., P. Dufaure, M. Prim, & S. Rouaix 1974. Les sondages du golfe du lion : Stratigraphie, sédimentologie, Compagnie Française des Pétroles, Paris.
- Curzi P.V., Fornos J., Mauffret A., Sartori R., Serra J., Zitellini N., Borsetti A.M., Canals M., Castellarin A., Pomar L., Rossi P.L. & Sabat F. 1985. The South Balearic Margin (Menorca Rise): objectives and preliminary results of the cruise Bal-84. *Rend. Soc. Geol. Ital.* 8. 91-96.
- Decima A. & Wezel F.C., 1973. Late miocene evaporites of the Central Sicilian Basin. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, 13 (1-2). U-S Govt. Printing Office, Washington, DC, pp. 1234-1240.
- DeMets C., Gordon R. G., Argus D.F. & Stein S. 1990. Current plate motions. *Geophys. J. Int.* **101**. 425-478.
- Déverchère J., Yelles K., Domzig A., Mercier de Lépinay B., Bouillin J.-P., Gaullier V., Bracène R., Calais E., Savoye B., Kherroubi A., Le Roy P., Pauc H., & Dan G. 2005. Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L04311, doi:10.1029/2004GL021646.
- Dewey, J., M. Helman, E. Turco, D. Hutton, & S. Knott 1989. Kinematics of the western mediterranean, In : M.P. Coward & D. Dietrich (Eds.), *Alpine tectonics*, Geological Society of London Special Publication, vol. 45, 265–283.

Références

- Doglioni, C., E. Gueguen, P. Harabaglia, & F. Mongelli 1999. On the origin of west-directed subduction zones and applications to the western mediterranean, In : B. Durand, L. Jolivet, F. Horvarth & M. Seranne (Eds.), *The Mediterranean basins : Tertiary extension within the Alpine orogen*, Geological Society of London Special Publication, vol. 156, 541–561.
- Domzig A., Yelles K., Le Roy C., Déverchère J., Bouillin J.-P., Bracène R., Mercier de Lépinay B., Le Roy P., Calais E., Kherroubi A., Gaullier V., Savoye B., & Pauc H. 2006. Searching for the Africa-Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA'03 cruise), *C. R. Geoscience*, **338**, 80-91.
- Dos Reis, A.T., Gorini, C., Mauffret, A., 2005. Implications of salt sediments interactions for the architecture of the Gulf of Lions deepwater sedimentary systems - Western mediterranean Sea. *Mar. and Pet. Geol.*, 22, 713-746.
- Driussi O., Maillard A., Ochoa D., Lofi J., Chanier F., Gaullier V., Briaïs A., Sage F., Sierro F. & Garcia M. 2014. Messinian Salinity deposits widespread over the Balearic Promontory : insights from new high-resolution seismic data. *Mar. and Pet. Geol.*, DOI: 10.1016/j.margeo.2014.10.001
- Duggen, S., K. Hoernle, P. V. D. Bogaard, L. Rüpke, and J. Morgan. 2003. Deep roots of the messinian salinity crisis, *Nature*, 422, 602–606.
- Duggen S., Hoernle K., Klügel A., Geldmacher J., Thirlwall M., Hauff F., Lowry D. & Oates N. 2008. Geochemical zonation of the Miocene Alboran basin volcanism (westernmost Mediterranean): geodynamic implications. *Contrib. Mineral petrol.* **156**. 577-593.
- Durand-Delga M. & Fontboté J.M. 1980. Le cadre structural de la Méditerranée occidentale: *Intern. Geol. Congr. 26th*, **C5**, 67-85
- El Euch-El Koundi N., Ferry S., Suc J.-P., Clauzon G., Melinte Dobrinescu M. C., Gorini C., Safra A., Zargouni F. 2009. Messinian deposits and erosion in northern Tunisia:

Références

- inferences on Strait of Sicily during the Messinian Salinity Crisis. *Terra Nova*, 21, 41-48.
- El Robrini, M. 1986. Evolution morphostructurale de la marge algérienne occidentale (Méditerranée occidentale): Influence de la néotectonique et de la sédimentation, *Thèse de doctorat, Université de Paris IV*, p. 164. 79, 130, 134, 152, 166
- Escutia, C. & Maldonado, A., 1992. Paleogeographic implications of the Messinian surface in the Valencia trough, north-western Mediterranean Sea. In: Banda, E., Santanach, P. (Eds.), *Geology and Geophysics of the Valencia Trough, Western Mediterranean. Tectonophysics*, 203, 263-284.
- Esteban, M. 1979. Significance of the upper Miocene coral reefs of the Western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 29, 169-188.
- Esteban, M., Braga, J.C., Martin, J.C. & Santisteban, C., 1996. An overview of Miocene reefs from the Mediterranean areas: general trends and facies models. In: *Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean* (Eds E.K. Franseen, M. Esteban, W. Ward and J.M. Rouchy), *SEPM Concepts Sedimentol. Paleontol.*, 5, 3-53.
- Faccenna C., Piromallo C., Crespo-Blanc A., Jolivet L. & Rossetti F. 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics*, **23**, TC1012.
- Farràn, M. 2008. IMAGE2SEGY: A software to convert seismic profiles images to SEG-Y files. *Geo-Temas* **10**, 1215-1218.
- Field, M.E. & Gardner, J.V., 1991. Valencia gorge: possible Messinian refill channel for the western Mediterranean Sea. *Geology*, 19, 1129-1132.
- Fontboté J.M., Guimerà J., Roca E., Sàbat F., Santanach P. & Fernandez-Oritgosa F. 1991. The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Rev. Soc. Geol. Espana*. **3**. 249-259.

Références

- Fourcade E., Chauve P. & Chabrier G. 1982. Stratigraphie et tectonique de l'île d'Ibiza, témoin du prolongement de la nappe subbétique aux Baléares (Espagne). *Eclogae geol. Helv.* **75** (2), 415–436.
- Frizon de Lamotte, D., Andrieux J., & Guézou J.C. 1991. Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc bético-rifain, discussions sur les modèles géodynamiques, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **162**, 611-626.
- Frizon de Lamotte D., Saint Bezar B. & Bracène R. 2000. The two main seps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics* **19** (4), 740–761.
- Frizon de Lamotte, D., M. Zizi, Y. Missenard, M. Hafid, M. El Azzouzi, R.C. Maury, A. Charriere, Z. Taki, M. Benammi, & A. Michard 2008. The Atlas System, Lecture Notes in Earth Sciences, 116, 133–202.
- Frizon de Lamotte D., Raulin C., Mouchot N., Wrobel-Daveau J.-C., Blanpied C. & Ringenbach J.-C. 2011. The Southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: Initial geometry and timing of the inversion processes. *Tectonics*, **30**, TC3002, doi:[10.1029/2010TC002691](https://doi.org/10.1029/2010TC002691).
- Galdeano A., Courtillot V., Le Borgne E., Le Mouel J.-L. & Rossignol, J.-C. 1974. An Aeromagnetic survey of the southwest of the western mediterranean : description and tectonic implications. *Earth Pla. Sci. Let.*, **23**. 323-336.
- Galdeano A. & Rossignol J.-C. 1977. Assemblage a altitude constante de cartes d'anomalies magnétiques couvrant l'ensemble du bassin occidental de la Mediterranee, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **7**, t. XIX, n. 3, 461–468
- Gallart, J., Vidal, N., Dañobeitia, J.J., 1994. ESCI-Valencia Trough Working Group, Lateral variations in deep crustal structure at the Iberian margin of the Valencia trough imaged from seismic reflector methods. *Tectonophysics* , 232, 59–75.

Références

- Garcia, M., Maillard, A., Aslanian, D., Rabineau, M., Alonso, B., Gorini, C., Estrada, F., 2011. The Catalan margin during the Messinian Salinity Crisis: Physiography, morphology and sedimentary record. *Marine Geology* 284, 158-174.
- Garcia-Veigas, J., Rosell, L., Utrilla, R., and Orti F., 1990. Aportaciones geoquímicas al conocimiento de las evaporitas messinienses: cuencas de Palma (Mallorca), San Miguel de Salinas (Alicante) y Lorca (Murcia) in Orti F., and Salvany J.M., eds., *Formaciones Evaporíticas de la Cuenca del Ebro y Cadenas Perifericas, y de la Zona de Levante : ENRESA (Empresa Nacional de Residuos Radioactivos, S.A.), Universitat de Barcelona*, 257-266.
- Gardner, J.M., 2001. Mud volcanoes revealed and sampled on the western Moroccan continental margin. *Geophysical Research Letters* 28, 339–342.
- Gattacceca J., Deino A., Rizzo R., Jones D.S., Henry B., Beaudoin B. & Vadeboin, F. 2007. Miocene rotation of Sardinia: New paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. *Earth Pla. Sci. Let.* **258**. 359-377.
- Gaullier V., Chanier F., Lymer G., Vendeville B. C., Maillard A., Thinon I., Lofi J., Sage F., Loncke L. 2014. Salt tectonics and crustal tectonics along the Eastern Sardinian margin, Western Tyrrhenian: New insights from the « METYSS 1 » Cruise. *Tectonophysics* 615–616, 69–84.
- Gaullier, V., Loncke, L., Vendeville, B., Déverchère, J., Droz, L., Obone Zue Obane, E.M., Mascle, J., 2008. Salt tectonics in the deep Mediterranean: indirect clues for understanding the Messinian salinity crisis. In: Briand, F. (Ed.), *The Messinian Salinity Crisis from Megadeposits to Microbiology — a Consensus Report*. CIESM, Monaco, 91–96.
- Gaullier, V., Vendeville, B. C., Huguen, H., Déverchère, J., Droz, L., Domzig, A., Obone Zue Obame, E., Yelles, K., & the MARADJA and PROGRES Scientific Parties, 2006. Role

Références

- of thick-skinned tectonics on thin-skinned salt tectonics in the western Mediterranean: a comparison between the Algerian and North-Balearic basins. *European Geosciences Union General Assembly, Vienna, Geoph. Res. Abstr.*, 8: 1029-7006.
- Gaullier V. & Vendeville B., 2005. Salt tectonics driven by sediment progradation. Part II: Radial spreading of sedimentary lobes prograding above salt. *AAPG Bulletin*, 89 (8), 1081-1089.
- Gaullier V. & G. Bellaiche, 1996. Diapirisme liguro-provençal: les effets d'une topographie résiduelle sous le sel messinien. Apports de la modélisation analogique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 322, Série IIa, 213-220.
- Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.P., Cravatte, J. & Violenti, D., 1994. Age et durée de la crise de salinité messinienne. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, 318(2): 1103-1109.
- Gelabert, B., Sàbat, F., Rodríguez-Perea, A., 1992. A structural outline of the Serra the Tramontana of Majorca (Balearic Islands). *Tectonophysics*, 203, 167–183.
- Gelabert, B., Sàbat, F., Hardy, S., Rodríguez-Perea, A. 2004. Significance of inherited normal faults during inversion tectonics: an example from the Tramuntana Range, Mallorca. *Geodinamica Acta*, 17, 363-373.
- Geletti, R., Zgur, F., Del Ben, A., Buriola, F., Fais, S., Fedi, M., Forte, E., Mocnik, A., Paoletti, V., Pipan, M., Ramella, R., Romeo, R., Romi, A. 2014. The Messinian Salinity Crisis: new seismic evidence in the West-Sardinian Margin and Eastern Sardo-Provençal basin (West Mediterranean Sea), *Marine Geology*, doi: 10.1016/j.margeo.2014.03.019
- Genesseeux, M. & Lefebvre, D., 1980. Le Golfe du Lion et le Paléo-Rhône messinien. *Géologie Méditerranéenne*, 7, 71-80.

Références

- Gorini C., Lofi J., Duvail C., Dos Reis A.T., Guennoc P., Lestrat P., Mauffret A., 2005. The Late Messinian salinity crisis and Late Miocene Tectonism: interaction and consequence on the physiography and post-rift evolution of the gulf of Lions margin. *Marine and Petroleum Geology* 22, 695-712.
- Gorini, C. 1993. Géodynamique d'une marge passive : le golfe du lion (méditerranée occidentale), Thèse de doctorat, 256p., Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Grimson, N.L. & Chen, W.P., 1986. The Azores–Gibraltar plate boundary: focal mechanisms, depths of earthquakes, and their tectonic implications. *Journal of Geophysical Research* 91 (B2), 2029–2047.
- Govers, R., P.Meijer, & W. Krijgsman 2009. Regional isostatic response to messinian salinity crisis events, *Tectonophysics*, 463, 109–129
- Gueguen, E. 1995. La méditerranée occidentale : un véritable océan. Exemple de segmentation des marges et de hiatus cinématiques. implications sur les processus d'amincissement crustal, Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale.
- Gueguen E., Doglioni C. & Fernández M. 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics* **298**, 259–269.
- Guennoc, P., Gorini, C., Mauffret, A., 2000. Histoire géologique du Golfe du Lion et cartographie du rift oligo-Aquitainien et de la surface Messinienne. *Geologie de la France*, 3, 67-97.
- Guennoc, P., Réhault, J.P. & Thinon, I. 2011. Western Corsica, in Lofi and al., eds, Atlas of the Messinian Salinity Crisis markers in the Mediterranean and Black Seas. *Mém. Soc. Géol. Fr. n.s.*, 179, and World Geological Map Commission, 72 pp.
- Govers R. & Wortel M.J.R. 2005. Lithosphere tearing at STEP faults: Response to edges of subduction zones. *Earth Pla. Sci. Let.* **236**. 505-523.

Références

- Guerrera F., Martin-Martin M., Perrone V. & Tramontana M. 2005. Tectono–sedimentary evolution of the southern branch of the Western Tethys (Maghrebien Flysch Basin and Lucanian Ocean): consequences for Western Mediterranean geodynamics. *Terra Nova* **17**, 358–367
- Gutscher M.-A., Malod J., Rehault J.-P., Contrucci I., Klingelhoefer F., Mendes-Victor L. & Spakman W. 2002. Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology* **30**, 1071–1074.
- Gutscher M.-A., Dominguez S., Westbrook G.K., Le Roy P., Rosas F., Duarte J.C., Terrinha P., Miranda J.M., Graindorge D., Gailler A., Sallares V. & Bertolome R. 2012. The Gibraltar subduction: A decade of new geophysical data. *Tectonophysics* **574-575**. 72-91.
- Hilgen, F.J. & Langereis, C.G., 1993. A critical re-evaluation of the Miocene-Pliocene boundary as defined in Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 118, 167-179.
- Hsü, K.J., Ryan, W.B.F., Cita, M.B., 1973a. Late Miocene dessication of the Mediterranean. *Nature*, 242, 240-244.
- Hsü, K.J., Cita, M.B., Ryan, W.B.F., 1973b. The origin of the Mediterranean evaporites. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, 13 (1-2). U-S Govt. Printing Office, Washington, DC, 1203-1231.
- Hsü, K.J., Montadert, L., Bernouilli, D., Cita, M.B., Erikson, A., Garrison, R., Kidd, R.B., Mélières, F., Müller, C. & Wright, R. 1978b History of the Mediterranean salinity crisis. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (Eds K.J. Hsü and L. Montadert), U.S. Government Printing Office, Washington, DC, Vol. 42A, 1053–1078.

Références

- Hsü, K.J., Montadert, L., Bernouilli, D., Cita, M.B., Erikson, A., Garrison, R., Kidd, R.B., Mélières, F., Müller, C. & Wright, R. (1978a). History of the Mediterranean salinity crisis. *Nature*, 267, 399–403.
- Hübscher, C., Betzler, C., Grevemeyer, I., (Eds), 2010. Sedimentology, rift-processes and neotectonic in the western Mediterranean, Cruise No. 69, August 08 – September 20, 2006. METEOR-Berichte 10-1, Universität Hamburg, 86 pp.
- Hüssner, H., Roessler, J., Betzler, C., Petschick, R., Pein. 2001. Testing 3D computer simulation of carbonate platform growth with REPRO: the Miocene Lluçmajor carbonate platform (Mallorca). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 175, 239–247. Doi:10.1016/S0031-0182(01)00374-1
- Jolivet, L. et al., 1990. Ductile extension in Alpine Corsica. *Geology*, 18: 1007-1010 Jolivet, L., R. Dubois, M. Fournier, B. Goffé, A. Michard, and C. Jourdan, Ductile extension in Alpine Corsica, *Geology*, 18, 1007-1010, 1990.
- Jolivet, L., & C. Faccenna 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision, *Tectonics*, 19(6), 1094-1106.
- Jolivet, L., R. Augier, C. Robin, J.-P. Suc, & J.-M. Rouchy 2006. Lithospheric-scale geodynamic context of the messinian salinity crisis, *Sedimentary Geology*, 188-189, 9–33.
- Jolivet, L. & al. 2008. Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. *Bull. Soc. Géol. France* **179** (6), 525–550.
- Jolivet L., Faccenna C. & Piromallo C. 2009. From mantle to crust: stretching the Mediterranean. *Earth Pla. Sci. Let.* **285**. 198-209.
- Just J., Hübscher C., Betzler C., Lüdmann T. & Reicherter K. 2011. Erosion of continental margins in the Western mediterranean due to sea-level stagnancy during the Messinian Salinity Crisis. *Geo-Marine Letters* **31**, 51-64

Références

- Kastens, K., Mascle, J. et al. 1988. ODP Leg 107 in the Tyrrhenian sea: Insights into passive margin and back-arc basin evolution. *Geological Society America Bulletin*, 100, 1140–1156.
- Keen C. E., Kay W. A., & Roest W. R. 1990. Crustal anatomy of a transform continental margin, *Tectonophysics*, **173 (1-4)**, 527
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J., Wilson, D.S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Geo-Marine Letters*, 31, 51-64.
- Lanaja, J.M., 1987. Contribucion de la exploracion petrolifera al conocimiento de la geologia de Espana. IGME. Serv. Publishers Minnis. Industri. Energ., Madrid.
- Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R., Hughes-Clarke, J.E., Acosta, J., 2004. Shallow slides and pockmark swarms in the Eivissa Channel, Western Mediterranean Sea. *Sedimentology*, 51, 837–850.
- Le Douaran S., Burrus J. & Avedik F. 1984. Deep structure of the north-western Mediterranean basin: results of a two ship seismic survey. *Marine Geology*. **55**. 325-345.
- Leblanc D. & Olivier Ph. 1984. Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny. *Tectonophysics*, 101, 345-355.
- Le Pichon, X., Pautot, G., Auzende, J.M. & Olivet, J.L., 1971. La méditerranée occidentale depuis l'Oligocène schema d'evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 13: 145-152.
- Lepretre A. 2012. Contraintes par imagerie sismique pénétrante sur l'évolution d'une amrge Cénozoïque réactivée en compression (cas de la marge algérienne, secteur de Tipaza). Thèse de l'université de Bretagne Occidentale. 236pp.
- Lepretre A., Klingelhoefer F., Graindorge D., Schnurle P., Beslier M.O., Yelles K., Deverchère J. & Bracene R. 2013. Multiphased tectonic evolution of the Central

Références

- Algerian margin from combined wide-angle and reflection seismic data of Tipaza, Algeria. *Journal of Geophysical Research*. **118**. 3899-3916.
- Leroux E. 2012. Quantification des flux sédimentaires et de la subsidence du bassin Provençal. Thèse, Université de Bretagne Occidentale, France, 455pp.
- Lezin C., Driussi O., Bourillot R., Maillard A., Chanier F., Odonne F. 2014. Le Miocène terminal de l'île d'Ibiza : étude des dépôts liés à la crise messinienne. Poster. 24^{ème} Réunion des Sciences de la Terre (RST). Pau. 27-31 octobre.
- Linol B, Bercovici A, Bourquin S, Bienvenido Diez J, López-Gómez J, Broutin J, Durand M, Villanueva-Amadoz U. 2009. Late Permian to Middle Triassic correlations and palaeogeographical reconstructions in south-western European basins: New sedimentological data from Minorca (Balearic Islands, Spain), *Sedimentary Geology*, 220, 1–2, 1, 77-94, <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.06.003>.
- Lofi J. 2002. La crise de salinité messinienne : conséquences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du Golfe du Lion. Thèse de l'Université des Sciences et Technologies de Lille 1. 287 pp.
- Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., Berne, S., Clauzon, G., Clarens, P.D., Reis, T.D., Mountain, G.S., Ryan, W.B.F., Steckler, M.S. & Fouchet, C., 2003. Plio-Quaternary prograding clinoform wedges of the western Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. *Mar. Geol.*, 198, 289–317.
- Lofi, J., Gorini, C., Berne, S., Clauzon, G., Dos Reis, A.T., Ryan, W.B.F. & Steckler, M.S., 2005. Erosional processes and paleo-environmental changes in the western Gulf of Lions (SW France) during the Messinian Salinity Crisis. *Mar. Geol.*, 217, 1–30.
- Lofi, J., Déverchère, J., Gaullier, V., Gillet, H., Gorini, C., Guennoc, P., Loncke, L., Maillard, A., Sage, F., Thinon, I., Capron, A. & Obone Zue Obame, E., 2008. The Messinian salinity crisis in the offshore domain: an overview of our knowledge through seismic

Références

- profile interpretation and multi-site approach. In: F. BRIAND, Ed., *CIESM Workshop Monographs*, 33, The Messinian salinity crisis from mega-deposits to microbiology – A consensus report, Almeria, Spain, 2007, Monaco, 83-90.
- Lofi, J., Deverchère, J., Gorini, C., Gaullier, V., Gillet, H., Guennoc, P., Loncke, L., Maillard, A., Sage, F. & Thinon, I. 2011a. - Atlas of the Messinian Salinity Crisis markers in the Mediterranean and Black Seas. *Mém. Soc. Géol. Fr. n.s.*, 179, and World Geological Map Commission, 72 pp.
- Lofi, J., Sage, F., Déverchère, J., Loncke, L., Maillard, A., Gaullier, V., Thinon, I., Gillet, H., Guennoc, P., Gorini, C., 2011b. Refining our knowledge of the Messinian salinity crisis records in the offshore domain through multi-site seismic analysis. Special Issue « Miocene-Pliocene geodynamics and paleogeography in the Mediterranean region: eustasy-tectonics interference ». *Bull. Soc., géol. Fr.*, 182 (2), 163-180.
- Lofi J., Berné S., Tesson M., Séranne M., Lestrat p., Pezard P.A., 2012. Giant solution-subsidence structure in the Western Mediterranean related to deep substratum dissolution. *Terra Nova*, doi: 10.1111/j.1365-3121.2011.01051.x.
- Loncke, L., Gaullier, V., Mascle, J., Vendeville, B. and Camera, L., 2006. The Nile deep-sea fan: an example of interacting sedimentation, salt tectonics and inherited subsalt paleotopographic features. *Marine and Petroleum Geology*, 23, 297-315.
- Lonergan L. & White N. 1997. Origin of the Betic–Rif mountain belt. *Tectonics* **16** (3), 504–522.
- Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Laskar, J., Shackleton, N.J., Wilson, D., 2004. The Neogene Period. In: Gradstein, F.M., Ogg, J., Smith, A. (Eds.), *A Geological Time Scale*. Cambridge University Press, 409–440.
- Lu, F.H. 2006. Lithofacies and water-body record of Messinian evaporites in Nijar Basin, SE Spain. *Sedimentary Geology*, 188-189: 115-130.

Références

- Lüdmann, T., Wiggershaus, S., Betzler, C., Hübscher, C., 2011. Southwest Mallorca Island: A cool-water carbonate margin dominated by drift deposition associated with giant mass wasting. *Marine Geology*, 307-310, 73-87.
- Ludwig W. J., Nafe J. E., & Drake C. L. 1970. Seismic refraction, in *The Sea*, A. E. Maxwell, (Editor) Vol. 4, Wiley-Interscience, New York, 53–84.
- Luongo, G., Cubellis, E., Obrizzo, F., Petrazzuoli, S.M., 1991. A physical model for the origin of volcanism of the Tyrrhenian margin: the case of the Napolitan area. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 48, 173– 185
- Malinverno A. & Ryan W.B. 1986. Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics* **5**, 227–245.
- Maillard A., Driussi O., Lofi J., Biais A., Chanier F., Hübscher H. & Gaullier V. 2014. Record of the Messinian Salinity Crisis in the SW Mallorca Area (Balearic promontory, Spain). *Marine Geology*. DOI: 10.1016/j.margeo.2014.10.001
- Maillard A. & Mauffret A. 2013. Structure and present-day compression in the offshore area between Alicante and Ibiza Island (Eastern Iberian Margin), *Tectonophysics* **591**, 116-130
- Maillard, A. Huebscher C., Benkhelil J and Tahchi, E. 2011. Messinian markers in the Cyprus Arc: tectonics or Messinian Salinity Crisis erosion indicators ? *Basin Research* 23, 146–170.
- Maillard, A. and Mauffret, A. 2011. Valencia Through, in Lofi and al., eds, Atlas of the Messinian Salinity Crisis markers in the Mediterranean and Black Seas. *Mém. Soc. Géol. Fr. n.s.*, 179, and World Geological Map Commission, 72 pp.

Références

- Maillard, A., Gorini, C., 2010. Present-day reactivation in the Eastern Iberian and Balearic margins: Messinian as vertical markers. In: Briand, F. (Ed.), CIESM, 2010: CIESM Workshop Monographs. Monaco.
- Maillard, A. and Mauffret, A., 2006. Relationships between erosion surfaces and Late Miocene Salinity Crisis deposits in the Valencia Basin (northwestern Mediterranean): evidences for an early sea-level fall. *Terra Nova*, 18, 321–329
- Maillard, A., Gorini, C., Mauffret, A., Sage, F., Lofi, J. and Gaullier, V., 2006. Offshore evidence of polyphase erosion in the Valencia Basin (Northwestern Mediterranean): Scenario for the Messinian Salinity Crisis. *Sed. Geol.*, 188–189, 69–91.
- Maillard A., & Mauffret A. 1999. Crustal structure and riftogenesis of the Valencia Trough (north-western Mediterranean Sea), *Basin Research*, **11**, 357–379.
- Maillard, A. 1993. Structure et riftogénèse du Golfe de Valence (Méditerranée Occidentale). Doctoral thesis, University of Paris 6, 284pp.
- Maillard A., & Mauffret A. 1993. Structure et volcanisme dans la fosse de Valence (Méditerranéen Nord-Occidentale). *Bull. Soc. Geol. Fr.* **164**. 365-383.
- Maillard A., Mauffret A., Watts A.B., Torne M., Pascal G., Buhl P., & Pinet B. 1992. Tertiary sedimentary History and structure of the Valencia Trough (Western Mediterranean). *Tectonophysics* **203**, 57–76.
- Manzi, V., Lugli, S., Roveri, M., Schreiber, B.C., 2009. A new facies model for the Upper Gypsum of Sicily (Italy): Chronological and paleoenvironmental constraints for the Messinian salinity crisis in the Mediterranean: *Sedimentology* 56, 1937–1960
- Manzi V., Gennari R., Hilgen F., Krijgsman W., Lugli S., Roveri M., Sierro F.J., 2013. Age refinement of the Messinian salinity crisis onset in the Mediterranean. *Terra Nova*, 25, 315-322.

Références

- Manzi, V., Lugli, S., Ricci Lucchi, F., Roveri, M., 2005, Deep-water clastic evaporites deposition in the Messinian Adriatic foredeep (northern Apennines, Italy): did the Mediterranean ever dry out? *Sedimentology* 52, 875-902.
- Manzi, V., Lugli, S., Roveri, M., Schreiber, B.C., Gennari, R., 2011. The Messinian “Calcare di Base” (Sicily, Italy) revisited. *Geological Society of America Bulletin* 123, 347–370.
- Martin K. 2006. Oppositely directed pairs of propagating rifts in back-arc basins: Double saloon door seafloor spreading during subduction rollback. *Tectonics*, 25, TC3008, doi:10.1029/2005TC001885
- Martínez del Olmo, W., 2011. El messiniense en el golfo de Valencia y el mar de alborán: implicaciones paleogeográficas y paleoceanográficas/ The Messinian in the Gulf of Valencia and Alboran Sea (Spain): paleogeography and paleoceanography implications. *Revista de la Sociedad Geologica de Espana* 24, 237-257.
- Martinez-Diaz J.J., Rigo A., Louis L., Capote R., Hernandez-Enrile J.L., Carreno E. & Tsige M. 2002. Caracterization geologica y sismotectonica del terremoto de Mula (febrero de 1999, Mb :4.8) mediante la utilizacion de datos geologicos, sismologicos y de interferometria de RADAR (INSAR). *Boletin Geologico y Minero*, 113 (1), 23-33.
- Mas, G. Y & Fornós, J. J. 2012. La Crisis de Salinidad del Messiniense en la cuenca sedimentaria de Palma (Mallorca, Islas Baleares); The Messinian Salinity Crisis Record in the Palma basin (Mallorca, Balearic Islands). *GEOGACETA*, 52, 57-60.
- Mas, G. & Fornós, J.J. 2011. En: Joint RCMNS-RCANS Interim Colloquium., Salamanca. September, 2011. Abstracts Book, 171-172.
- Maria-Sube Y. 2007. Structure et hétérogénéité d’une plate-forme récifale Miocène (Majorque) ; implication pour les intrusions d’eau salée en zone côtière. Thèse de doctoral de l’université Montpellier 2, 291p.

Références

- Marti J., Mitjavila J., Roca E. & Aparicio, A. 1992 Cenozoic magmatism of the Valencia Trough (western Mediterranean): relationship between structural evolution and volcanism. *Tectonophysics* **203**, 145-165.
- Martínez-Martínez, J.M. & Azañón, J.M., 1997. Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain): implications for the tectonic evolution of peri- Alborán orogenic system. *Tectonics* 16 (2), 205–225.
- Mascle J., Mascle G., Brosolo L., Camera L. & Trevisan J. 2012. Geological and morpho-tectonic map of the Mediterranean domain, CGMW Ed., Paris.
- Mattauer M. 2007, Comment est née la méditerranée ? Hypothèses sur les rôles respectifs du rift oligocène ouest-européen et des grands courants asthénosphériques mio-pliocènes, *Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse*, **143**, 5–8.
- Mauffret, A., 2007. The Northwestern (Maghreb) boundary of the Nubia (Africa) Plate. *Tectonophysics*, 429, 21–44.
- Mauffret A., Frizon de Lamotte D., Lallemant S., Gorini C. & Maillard A. 2004. E–W opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean). *Terra Nova* **16** (5), 257–264.
- Mauffret A., Pascal G., Maillard A. & Gorini C. 1995. Tectonics and deep structure of the north-western Mediterranean basin. *Marine and Petroleum Geology*, **12**, 645-666.
- Mauffret, A., Maillard, A., Pascal, G., Torne, M., Buhl, P., Pinet, B., 1992. Long-listening Multichannel Seismic Profiles in the Valencia Trough (Valsis 2) and the Gulf of Lions (ECORS): a comparison. In: Banda, E., Santanach, P. (Eds.), *Geology and Geophysics of the Valencia Trough, Western Mediterranean: Tectonophysics*, 203, 285–304.
- Mauffret, A., El-Robrini, M., Genesseeux, M., 1987. Indice de la compression récente en mer Méditerranée: un bassin losangique sur la marge nord-algérienne. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 3, 1195–1206

Références

- Mauffret, A., 1976. Etude géodynamique de la marge des îles Baléares. Thesis, University of Paris 6. 137 pp.
- Mauffret, A., Fail, J.P., Montadert, L., Sancho, J., Winnock, E., 1973. Northwestern Mediterranean sedimentary basin from seismic reflector profile. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 57, 2245–2262.
- Mauffret, A., Auzende, J., Olivet, J.L., Pautot, G. 1972. Le bloc continental Baléare (Espagne) Extension et évolution. Marine Geology, 12, 4, 289-300
- Meghraoui, M., J. L. Morel, J. Andrieux, & M. Dahmani 1996, Pliocene and Quaternary tectonics of the Tell-Rif mountains and Alboran Sea, a complex zone of continent-continent convergence, *Bulletin De La Société Géologique De France*, 167 (1), 141–157. 68, 133, 211
- Medaouri M., & al. 2014. The transition from Alboran to Algerian basins (Western Mediterranean Sea): Chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback system. J. Geodyn. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2014.01.003>
- Michard A., Negro F., Saddiqi S., Bouybaouene M. L., Chalouan A., Montigny R. & Goffé B. (2006). Pressure-Time-Temperature constraints on the Maghrebid mountain building: evidence from the Rif-Betic transect (Morocco, Spain), Algerian correlations, and geodynamic implications. *Comptes Rendus Géosciences*. 338. 92-114.
- Mitchum, R., & P. Vail 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 7: Seismic Stratigraphic Interpretation Procedure., In: Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration (Ed C.E. Payton), 26.
- Mocochain, L., Clauzon, G., Bigot, J.-Y & Brunet, P., 2006. Geodynamic evolution of the peri-Mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: evidence from the

Références

- Ardèche and Rhône Valley systems canyons, Southern France. *Sed. Geol.*, 188–189, 219–233.
- Montadert, L., Letouzey, J., Mauffret, A., 1978. Messinian event: seismic evidence. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 42 (1). US Govt. Printing Office. Washington. DC, 1037-1050.
- Montenat, C., Ott d'Estevou, P., Coppier, G., 1990. Les bassins néogènes entre Alicante et Cartagena. *Doc. et Trav. IGAL* 12–13, 313–368.
- Nocquet J.-M. & Calais E. 2003. Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996-2001. *Geophys. J. Int.* **154**. 72-88.
- Obone-Zué-Obame, E., Gaullier, V., Sage, F., Maillard, A., Lofi, J., Vendeville, B., Thinon, I., Réhault, J.-P., & the MAURESC Shipboard Scientific Party, 2011. The sedimentary markers of the Messinian Salinity Crisis and their relation with salt tectonics on the Provençal margin (Western Mediterranean): Results from the “MAURESC” cruise. Special Issue « Miocene-Pliocene geodynamics and paleogeography in the Mediterranean region : eustasy-tectonics interference ». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 182 (2), 181-196.
- Ochoa, D., Sierro, F., Lofi, J., Maillard, A., Driussi, O., Flores, J.-A. 2014. The onset of the Messinian Salinity Crisis along the offshore Betic Range. *Geophysical Research Abstracts*, EGU 2014. Id. 1826.
- Ogniben, L., 1957. Petrografia della Serie Solfifera Siciliana e considerazioni geologiche relative. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia* 33, 1-275
- Olivet, J.-L. 1987. L'origine du bassin nord-occidental de la méditerranée du point de vue de la cinématique des plaques, In: *Profils ECORS. Golfe du Lion: Rapport d'implantation* (Eds J. Burrus and J.-L. Olivet), IFP, Paris, 35 941-1, pp. 10–49.

Références

- Olivet, J.-L. 1996. La cinématique de la plaque ibérique, *Bulletin du Centre de Recherche et d'Exploration, Production Elf Aquitaine*, 20, 131–195.
- Pares J. M., Freeman R., & Roca E. 1992. Neogene structural development in the Valencia trough margins from palaeomagnetic data, *Tectonophysics*, **203**, 111-124.
- Pascal G.P., Torné M., Buhl P., Watts A.B. & Mauffret A. 1992. Crustal and velocity structure of the Valencia Trough (Western Mediterranean), Part II. Detailed interpretation of five expanded spread profiles, *Tectonophysics*, **203**, 21–35.
- Pasquale, V., M. Verdoya, & P. Chiozzi 1996, Heat flux and timing of the drifting stage in the Ligurian-Provençal basin (northwestern Mediterranean), *Journal of Geodynamics*, 21(3), 205–222.
- Platt J.P. & Vissers, R.L.M. 1989. Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc. *Geology* **17**, 540–543.
- Platt, J. P., & M. J. Whitehouse 1999, Early Miocene high-temperature metamorphism and rapid exhumation in the Betic Cordillera (Spain): Evidence from U-Pb zircon ages, *Earth and Planetary Science Letters*, 171, 591-605.
- Platt, J. P., M. J. Whitehouse, S. P. Kelley, A. Carter, & L. Hollick 2003, Simultaneous extensional exhumation across the Alboran Basin: Implications for the causes of late orogenic extension, *Geology*, 31(3), 251-254.
- Platt, J. P., S. P. Kelley, A. Carter, & M. Orozco 2005, Timing of tectonic events in the Alpujárride Complex, Betic Cordillera, S. Spain, *Journal of the Geological Society of London*, 162, 1-12.
- Platt, J.P. & England, P., 1994. Convective removal of lithosphere beneath mountain belt: thermal and mechanical consequences. *Am. J. Sci.*, 294: 307-336.
- Pomar, L., Marzo, M., Barón, A., 1983. El Terciario de Mallorca. In: Pomar, L., Obrador, J., Fornós, J., Rodríguez-Perea, A. (eds.). *El Terciario de las Baleares (Mallorca -*

Références

- Menorca). Guía de las excursiones. X Congreso Nacional de Sedimentología, Menorca 1983. Grupo Español de Sedimentología. 21-44.
- Pomar, L., 1991. Reef geometries, erosion surfaces and highfrequency sea-level changes, upper Miocene reef complex, Mallorca, Spain. *Sedimentology* 38, 243-270.
- Pomar, L., Ward, W.C., 1994. Response of a Miocene carbonate platform to high-frequency eustasy. *Geology*, 22, 131- 134.
- Pomar, L., Ward, W.C., 1995. Sea-level changes, carbonate production and platform architecture: the Lluçmajor platform Mallorca, Spain. In: Haq, B.U. (Ed.), *Sequence Stratigraphy and Depositional Response to Eustatic, Tectonic and Climatic Forcing*. Kluwer Academic Press, Dordrecht, 87-112.
- Pomar, L., Ward, W.C. and Green, D.G. 1996. En: *Concepts in Sedimentology and Paleontology Series*, 5, 91-225.
- Proedrou, P., Papaconstantinou, C., M., 2004. Prinos Basin – A model for oil exploration. *Bull. Of the Geo. Soc. Of Greece*, XXXVI, 327-333.
- Rabineau, M. 2001. Un modèle géométrique et stratigraphique des séquences de dépôts quaternaires de la plateforme du golfe du lion : enregistrement des cycles glacioeustatiques de 100 000ans, Thèse de doctorat, Université de Rennes 1/ IFREMER.
- Ramos Guerrero, E., Rodriguez-Perea, A., Sabat, F., Serra-Kiel, J., 1989. Cenozoic tectonosedimentary evolution of Mallorca Island. *Geodin. Acta*, 3, 53–72.
- Ranero, C. 2013. The Gibraltar Arc System structure from new seismic reflection images, wide-angle seismic velocity models, and magneto-telluric modelling. 8th workshop of the ILP-Task Force on Sedimentary Basin
- Rehault J.P., Boillot G. & Mauffret A. 1984. The Western Mediterranean Basin geological evolution. *Mar. Geol.* **55**, 447–477.

Références

- Ricci Lucchi, F., 1973. Resedimented evaporites, indicators of slope instability and deep-basin conditions in Periadriatic Messinian (Apennines Foredeep, Italy), in: Drooger, C.W. (Ed.) *Messinian Events in the Mediterranean*, North-Holland Publ. Co., Amsterdam, 142–149.
- Rivière M., Bellon H. & Bonnot-Courtois C. 1981. Aspects géochimiques et géochronologiques du volcanisme pyroclastique foré dans le Golfe de Valence : site 123, DSDP, Leg 13, (Espagne). *Mar. Pet. Geol.* **41**, 295-307.
- Roca E. & Guimera J. 1992. The Neogene structure of the Eastern Iberian margin : structural constraints on the crustal evolution of the Valencia Trough (Western mediterranean). *Tectonophysics* **203**, 203-218.
- Roca E. 2001. The Northwest-Mediterranean basin (Valencia Trough, Gulf of Lions and Liguro-Provencal basins): structure and geodynamic evolution. In: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.F.H. (Eds.), *Peri-TethysMemoir*, IGCP 369: Peri Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. *Mem. Mus. Natl. Hist. Nat.*, Paris, pp. 671–706.
- Rosenbaum G., Lister G.S. & Duboz C. (2002). Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. In: Rosenbaum, G., Lister, G.S. (Eds.), *Reconstruction of the evolution of the Alpine–Himalayan orogen: Journal of the Virtual Explorer*, **7**, pp. 107–130.
- Rosenbaum G. & Lister G.S. 2004. Formation of arcuate orogenic belts in the Western Mediterranean region. In: Susman, A.J., Weil, A.B. (Eds.), *Orogenic curvature: integrating paleomagnetic and structural analyses: Geol. Soc of America Special Paper*, **383**, pp. 41–51. Boulder, Colorado

Références

- Rosell, L., Orti, F., Kasprzyk, A., Playà, E., Marek Peryt, T. 1998. Strontium geochemistry of Miocene primary gypsum: Messinian of Southeastern Spain and Sicily and Badenian of Poland. *Journal of Sedimentary Research*, 68. 63-79.
- Rossetti, F., C. Faccenna, B. Goffé, P. Monié, A. Argentieri, R. Funiciello, and M. Mattei, 2001, Alpine structural and metamorphic signature of the Sila Piccola Massif nappe stack (Calabria, Italy): Insights for the tectonic evolution of the Calabrian Arc, *Tectonics*, 20, 112-133
- Rouchy, J.M., Caruso, A., 2006. The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: A reassessment of the data and an integrated scenario. *Sedimentary Geology*, 188-189, 35-67.
- Rouchy, J.M., 1982a. Commentaires sur une interprétation paleogéographique du domaine Méditerranéen au cours du dépôt des évaporites messiniennes proposés à partir de l'étude des surfaces d'érosion périméditerranéennes. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7, 14, 653–658.
- Rouchy, J.M., 1982b. La crise évaporitique messinienne de Méditerranée; nouvelles propositions pour une interprétation génétique. *Bull. Mus. Nat. Hist.*, 4, 107–136.
- Rouchy, J.M., 1982c. La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée. *Mém. Mus. Nat. Hist. Paris*, 50, 277.
- Rouchy, J.M., Saint Martin, J.P. 1992. Late Miocene events in the Mediterranean as recorded by carbonate–evaporite relations. *Geology*, 20, 629–632.
- Roveri, M., Manzi, V., Ricci Lucchi, F., Rogledi, S., 2003. Sedimentary and tectonic evolution of the Vena del Gesso Basin (Northern Apennines, Italy): implications for the onset of the Messinian salinity crisis. *Geological Society of America Bulletin* 115, 387–405.

Références

- Roveri, M., Manzi, V. 2006. The Messinian salinity crisis: looking for a new paradigm? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 238, 386-398.
- Roveri, M., Lugli, S., Manzi, V., Schreiber, B.C. 2008. The Messinian Sicilian stratigraphy revisited: toward a new scenario for the Messinian salinity crisis. *Terra Nova* 20, 483–488.
- Roveri, M., Flecker, R., Krijgsman, W., Lofi, J., Lugli, S., Manzi, V., Sierro, F. J., Bertini, A., Camerlenghi, A., De Lange, G., Govers, R., Hilgen, F. J., Hübscher, C., Meijer, P. Th., Stoica, M. 2014. The Messinian Salinity Crisis: Past and future of a great challenge for marine sciences, *Marine Geology* doi: 10.1016/j.margeo.2014.02.002
- Roveri, M., Lugli, S., Manzi, V., Gennari, R., Schreiber, C, 2014. High-resolution strontium isotope stratigraphy of the Messinian deep Mediterranean basins: Implications for marginal to central basins correlation. *Marine Geol.* In press doi 10.1016/j.margeo.2014.01.002.
- Rowan M. G., Peel F. J., Vendeville B. C., Gaullier V., 2012. Salt tectonics at passive margins: Geology versus models – Discussion. *Marine and Petroleum Geology*, 37, 184-194, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2012.04.007
- Royden L.H. 1993. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, **12**, 629–638.
- Ryan W.B.F. 2009. - Decoding the Mediterranean Salinity Crisis. – *Sediment.*, 56, 1, 95- 136.
- Ryan W.B.F. 2008. – Modeling the magnitude and timing of evaporative drawdown during the Messinian salinity crisis. – *Stratigraphy*, 5, 1, 227- 243.
- Ryan, W.B.F. & Cita, M.B., 1978. The nature and distribution of Messinian erosional surfaces - Indicators of a several kilometers deep Mediterranean in the Miocene. *Marine Geology*, 27, 193-230.

Références

- Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., et al., 1973. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 13 (1-2). U-S Govt. Printing Office, Washington DC. 1447 pp.
- Sabat, F., Munoz, J.A., Santanach, P. 1988. Transversal and oblique structures at the Serres de Levant thrusts belt (Mallorca). *Geol. Rundschau*, 77, 529–538.
- Sàbat, F., Roca, E., Muñoz, J.A., Vergés, J., Santanach, P., Sans, M., Masana, E., Estévez, A., Santisteban, C., 1997. Role of extension and compression in the evolution of the eastern margin of Iberia: the ESCI-Valencia Trough seismic profile. *Rev. Soc. Geol. España*, 8, 431–448.
- Sabat, F., Gelabert, B., Rodríguez-Perea, A., Giménez, J. 2011. Geological structure and evolution of Majorca: Implications for the origin of the Western Mediterranean. *Tectonophysics*, 510, 217-238
- Sage F., Pontoise B., Mascle J., Basile C. & Arnould L. 1997. Crustal structure and ocean-continent transition at marginal ridge: the Côte d'Ivoire-Ghana marginal ridge. *Geo-Marine Letters* 17. 40-48.
- Sage, F., Von Gronefeld, G., Deverchère, J., Gaullier, V., Maillard, A., Gorini, C., 2005. Seismic evidences for Messinian detrital deposits at the western Sardinia margin, northwestern Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 757-773.
- Sánchez-Alzola, A., et al., 2014. Crustal velocity and strain rate fields in the Balearic Islands based on continuous GPS time series from the XGAIB network (2010–2013). *J. Geodyn.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2014.05.005>
- Santisteban, C., 1981. Petrologia y sedimentologia de las materials del Mioceno superior de la cuenca de Fortuna (Murcia) a la luz de la teoría de la Crisis de salinidad. PhD thesis, Universidad de Barcelona, Spain, 725 pp.
- Sanz De Galdeano, C., Alfaro, P., 2004. Tectonic significance of the present relief of the Betic Cordillera. *Geomorphology* 63, 175–190.

Références

- Sanz De Galdeano, C., 1990. Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172, 107–119.
- Schettino A. & Turco, E. (2006). Plate kinematics of the Western Mediterranean region during the Oligocene and Early Miocene. *Geophys J. Interior* **166**, 1398–1423.
- Seber, D., Barazangi, M., Ibenbrahim, A., Demnati, A., 1996. Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic mountains. *Nature* 379, 785–790.
- Serpelloni E., Vannucci G., Pondrelli S., Argnani A., Casula G., Anzidei M., Baldi P. & Gasperini P. 2007. Kinematics of the western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data, *Geophys. J. Int.*, **169**(3), 1180-1200, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03367.x.
- Séranne, M. 1999, The gulf of lion continental margin (nw mediterranean) revisited by ibs : an overview, In : B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath & M. Seranne (Eds), *The Mediterranean Basins : Tertiary Extension within the Alpine Orogen*, Geological Society, London, Special Publications, 156, 15–36.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Somoza, L., Zazo, C., Bardají, T., 1993. Landscape response to strike–slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, southeastern Spain. *Tectonophysics* 224, 289–303.
- Simo J. 1982. El mioceno terminal de Ibiza y Formentera. Ph.D thesis, Universidad de Barcelona, Spain, 165pp.
- Soria, J. M., Caracuel, J. E., Corbí, H., Dinarès-Turell, J., Lancis, C., Tent-Manclús, J. E., Viseras M., & Yébenes, A., 2008. The Messinian–early Pliocene stratigraphic record in the southern Bajo Segura Basin (Betic Cordillera, Spain): implications for the Mediterranean salinity crisis. *Sedimentary geology*, 203(3), 267-288.

Références

- Spakman W. & Wortel R. 2004. A tomographic view on western Mediterranean geodynamics. In: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G., Ziegler, P. (Eds.), The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle. *Geological and Geophysical Framework: Episodes*, **27**, pp. 31–52.
- Speranza F., Villa I.M., Sagnotti L., Vidal F., Cosentino D., Cipollari P. & Mattei M. 2002. Age of the Corsica-Sardinia rotation and Liguro-Provençal basin spreading : new paleomagnetic and Ar/Ar evidence. *Tectonophysics*. **347**. 231-251.
- Strzeczynski, P., Déverchère, J., Cattaneo, A., Domzig, A., Yelles, K., Mercierde Lépinay, B., Babonneau, N., Boudiaf, A., 2010. Tectonic inheritance and Pliocene–Pleistocene inversion of the Algerian margin around Algiers: insights from multibeam and seismic reflection data. *Tectonics* 29,<http://dx.doi.org/10.1029/2009TC002547>.
- Tapponnier P. 1977. Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **7**, 437-460.
- Tassy A., F. Fournier, P. Munch, J. Borgomano, I. Thinon, M.-C. Fabri, M. Rabineau, B. Arfib, J. Begot, M.-O. Beslier, J.-J. Cornée, A. Fournillon, C. Gorini, P. Guennoc, P. Léonide, J. Oudet, F. Paquet, F. Sage, R. Toullec., 2014. Discovery of Messinian canyons and new seismic stratigraphic model, offshore Provence (SE France): Implications for the hydrographic network reconstruction. *Marine and Petroleum Geology*, 57, 25-50.
- Thinon, I., Guennoc, P., Réhault, J.-P., Ferrandini, J., 2004. Reconstitution of the Messinian events on the eastern Corsican margin and in the Corsica basin., 4th International Congress "Environment and identity in the Mediterranean": The Messinian salinity crisis revisited, Corte, Corsica (France).

Références

- Thinon, I. Réhault, J.P. & Gennoc, P., 2011. Eastern Corsica, in Lofi and al., eds, Atlas of the Messinian Salinity Crisis markers in the Mediterranean and Black Seas. Mém. Soc. Géol. Fr. n.s., 179, and World Geological Map Commission, 72 pp.
- Torné M., Pascal G., Buhl P., Watts A.B., Mauffret A. 1992. Crustal and velocity structure of the Valencia Trough (western Mediterranean), Parti I. A combined refraction/wide-angle reflection and near-vertical reflection study. *Tectonophysics* 203. 1-20.
- Urgeles, R., Camerlenghi, A., Garcia-Castellanos, D., De Mol, B., Garcés, M., Vergés, J., Haslam, I., Hardman M., 2011. New constraints on the Messinian sea-level drawdown from 3D seismic data of the Ebro Margin, western Mediterranean. *Basin Research* 23, 123–255, doi:10.1111/j.1365-2117.2010.00477.x
- Vail, P., R.Mitchum, R. Todd, J.Widmier, S. Thompson, J. Sangree, J. Bubbs, and W. Hatlelid 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, *Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration*, vol. Memoir 26, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa.
- Van der Voo, R., Phanerozoic paleomagnetic poles from Europe and North America and comparison with continental reconstructions, *Rev. Geophys.*, 28, 167-206, 1990.
- Van Hinsbergen D., Vissers R. & Spakman W. 2014. Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback and slab segmentation. *Tectonics*, Doi: 10.1002/2013TC003349.
- Vandorpe, T.P., Vanrooij D. Stow, D.A.V. & Henriot, J., 2011. Pliocene to Recent shallow-water contourite deposits on the shelf and shelf edge off south-western Mallorca, Spain. *Geo-marlett* DOI10.1007/s00367-011.
- Vergès J. & Sabat F. 1999. Constraints on the Neogene Mediterranean kinematic evolution along a 1000 km transect from Iberia to Africa. In: Durand B., Jolivet L., Horcath F. &

Références

- Séranne M. (eds) The Mediterranean Basins: tertiary Extension within the Alpine Orogen. *Geological Society, London, Special Publications*, **156**, 63-80.
- Vergès J. & Fernandez M. 2012. Tethys-Atlantic interaction along the Iberia-Africa plate boundary: the Betic-Rif orogenic system. *Tectonophysics*. **579**. 144-172.
- Vidal N., Gallart J. & Danobeitia J.J. 1998. A deep seismic transect from the NE Iberian Peninsula to the Western Mediterranean. *Geophys. Res.* **103**, 12381–12396.
- Vissers, R. L. M., J. P. Platt, & D. Van der Wal 1995. Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran Domain: A lithospheric view, *Tectonics*, *14*(4), 786-803.
- Warny, S., P. Bart, and J. Suc, 2003. Timing and progression of climatic, tectonic and glacioeustatic influences on the messinian salinity crisis, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *202*, 59–66.
- Wessel P., & Smith W.H.F. 1991. Free software helps map and display data. *EOS Trans. Amer. Geophys. U.* **72 (41)**. 441-446.
- Yelles-Chaouche A., Boudiaf A., Djellit H., & Bracene R. 2006. La tectonique active de la région nord-algérienne, *C.R. Geosciences*, **338**, 126-139.
- C. Zazo, J.L. Goy, C.J. Dabrio, J. Lario, J.A. González-Delgado, T. Bardají, C. Hillaire-Marcel, A. Cabero, B. Ghaleb, F. Borja, P.G. Silva, E. Roquero, V. Soler, 2013. Retracing the Quaternary history of sea-level changes in the Spanish Mediterranean–Atlantic coasts: Geomorphological and sedimentological approach, *Geomorphology*, Volume 196, 15, 36-49, <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.10.020>
- Zeck H.P. & Whitehouse M.J. 1999. Hercynian, Pan-African, Proterozoic and Archean ion-microprobe zircon ages for a Betic-Rif core complex, Alpine Belt, W Mediterranean – consequences for its P-T-t path. *Contrib. Mineral Petrol.* **134**. 134-139.

*Evolution de la région Baléares (Méditerranée occidentale) du Néogène à l'Actuel :
Aspect géodynamiques et paléoenvironnementaux.*

Soutenue le 18/12/2014 par Olivier Driussi
sous la direction d'Agnès Maillard et Anne Briais
au GET-OMP, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse.

Résumé :

Le domaine méditerranéen occidental est une zone complexe dont la configuration résulte de l'interaction entre des phénomènes orogéniques (collision continentale) et extensifs (retrait de plaque plongeante), dans le contexte de la convergence Afrique-Eurasie. Dans ce domaine, le Promontoire Baléares est une zone compressive appartenant à l'extrémité orientale des chaînes Bétiques, située à la jonction des trois principaux bassins : Liguro-Provençal, Algérien (océaniques) et Valence (rift avorté). La direction et l'âge de l'ouverture du bassin Algérien restent inconnus à ce jour et la structure du promontoire Baléares n'est pas contrainte et est, de fait, rarement prise en compte dans les modèles malgré sa position clé.

Le but de cette étude est de comprendre l'évolution Néogène de la région Baléares depuis l'ouverture des bassins, contemporaine des chevauchements bétiques, jusqu'à sa réactivation récente. Pour y parvenir, nous proposons d'examiner la structure des marges du Promontoire Baléares à l'aide de données de sismique réflexion ainsi que par des modélisations géophysiques, afin de quantifier les déformations anciennes et de comprendre la part de l'héritage du rifting et celle de la collision. Les marqueurs de la Crise de Salinité Messinienne (CSM) sont étudiés comme repères pour quantifier les déformations ultérieures, à savoir l'extension post-orogénique et la compression récente.

Les résultats obtenus nous ont permis de proposer un nouveau schéma d'évolution géodynamique de la région et suggèrent la nature transformante des marges Baléares. Ainsi, nous proposons l'ouverture du bassin Algérien selon une direction NE-SO. Les marqueurs de la CSM, repères essentiels dans le domaine méditerranéen, sont définis pour la première fois sur l'ensemble du Promontoire et ont des implications importantes et nouvelles sur le scénario de la CSM. Nous montrons que les dépôts CSM dit profonds et ceux dit périphériques coexistent sur le promontoire Baléares et discutons la terminologie actuelle des dépôts de la crise. Les marqueurs CSM nous permettent de mettre en évidence une remobilisation récente du promontoire Baléares malgré sa faible sismicité générale. Cette remobilisation est majoritairement extensive bien que des indices compressifs soient mis en évidence dans la région d'Ibiza. Nous montrons l'existence d'une déformation continue tant dans l'espace que dans le temps au niveau du Promontoire Baléares.

Abstract :

The western Mediterranean is a complex area which results from the interaction between orogenic and extensional processes, within the framework of the convergence between Eurasia and Africa. The Balearic promontory is part of this region and is located to the junction of the three main basins: Liguro-Provençal, Algerian (oceanic) and the Valencia Trough (aborted rift). The age and opening direction of the Algerian basin are still unknown and the structure of the Balearic Promontory, poorly constrained, is rarely taken in account in geodynamics models, despite its key location.

The aim of this study is to understand the Neogene evolution of the Balearic region from the basins opening, contemporaneous of the Betic thrusts, until its recent reactivation. We use a large database of seismic reflection profiles coupled to geophysics models to quantify the former structure in order to understand the respective influence of both the Valencia Trough rifting and the shortening linked to the Betics orogeny. The Messinian Salinity Crisis (MSC) markers, ubiquitous in this region, are used as reference to study the recent deformation: the post-orogenic extension and the recent shortening of the Balearic Promontory.

The results allow us to provide a new geodynamic scenario for the Western Mediterranean and suggest that the South Balearic Margin is segmented and partly a transform margin. Considering these results, we propose a NE-SW opening of the Algerian basin along these transform segments. The MSC markers are defined for the first time on the Balearic Promontory and have major implications on the MSC scenario. We show that the deep MSC deposits and the shallower one coexist on the Promontory and, thus, we discuss the actual terminology of the MSC deposits. The MSC deposits also point out a remobilization of the Balearic Promontory in spite of its poor general seismicity. This remobilization is mostly extensional but some shortening evidences are observed in the Ibiza region. We show that the recent deformation is continuous in time and in space along the Balearic Promontory.